Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin.

INAUGURAL-DISSERTATION
zur Erlangung der Doctorwürde
der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung
der Philosophischen Fakultät
der Universität Basel
vorgelegt von

Otto Grütter
aus Basel.

Basel
Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.
1929

Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin.

INAUGURAL-DISSERTATION
zur Erlangung der Doctorwürde
der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung
der Philosophischen Fakultät
der Universität Basel
vorgelegt von

Otto Grütter
aus Basel.

Basel
Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.
1929

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. M. Reinhard,
Dr. H. Preiswerk.

Basel, den 25. Juni 1929.

Prof. Dr. **G. Senn,**
Dekan.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Separatabdruck aus den
„Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel“,
Band XL, 1929.

Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin.

Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin.

Mit zwei Tafeln und zwölf Textfiguren.

Von

Otto Grütter.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 79
Einleitung 80
I. Petrographie und Stratigraphie 83
A. Prätriassische kristalline Schiefer und Gneise 84
1. Die Gesteine der Orsaliagneisserie 84
Allgemeines:
Texturen 85
Strukturen 86
Mineralbestand 87
Chemismus 92
Zur Bildungsgeschichte der Gesteine der Orsaliagneisserie 103
Einzelbeschreibung der wichtigsten Gesteinsarten 106
2. Die Gesteine der Bombognoserie 112
3. Die Gesteine der Boscoserie 113
B. Mesozoische Serien
Trias 122
Bündnerschieferserie (Lias) 127
II. Tektonik
Regional-tektonischer Überblick 130
Die Bauelemente der Region von Bosco 133
III. Quartär
Glaziale Bildungen 144
Bergstürze, Felsrutschungen, Sackungen und Blockschutt . . . 145
Schuttkegel, Talböden und Terrassenränder 146
IV. Rohstoffe
Giltstein 147
Kalkmarmore und Dolomitmarmore 147
Schürfungen auf Golderze 147
V. Spaltenfüllungen (Pegmatite und Gangquarze mit Skapolith, Übergänge zu Quarzgängen und Mineralklüften) 148
VI. Mineralfunde
Gesteinsmineralien 148
Kluftmineralien 149
Literaturverzeichnis 149

Vorwort.

Die Anregung zu den vorliegenden Untersuchungen verdanke ich meinen verehrten Lehrern, Herrn Prof. C. Schmidt, sel. und Herrn Prof. H. Preiswerk.

Im Sommer 1921 hatte ich Gelegenheit, Herrn Prof. H. Preiswerk bei seinen Aufnahmen im Onsernonetal zu begleiten und unter seiner wertvollen Führung mit der Geologie, insbesondere mit den tektonischen Problemen der lepontinischen Region bekannt zu werden. In den Sommer- und Herbstmonaten (Juli-Oktober) der Jahre 1922 und 1923 führte ich die Feldaufnahmen, welche die Grundlage der vorliegenden Arbeit bilden, durch. Kurze Aufenthalte in Bosco in den Sommern 1924 und 1925 dienten der Ergänzung und Revision dieser Aufnahmen.

Die mikroskopische und chemische Untersuchung des gesammelten Materials (ca. 500 Handstücke, von denen 130 Dünnschliffe und ca. 80 Präparate hergestellt wurden) erfolgte im mineralogischen-petrographischen Institut der Universität Basel unter der Leitung von Herrn Prof. M. Reinhard und Herrn Prof. H. Preiswerk. Beiden Herren bin ich für das Interesse, das sie meiner Arbeit entgegenbrachten, und für die mannigfachen Ratschläge und Auskünfte, die sie mir im Terrain und bei der Ausarbeitung der Resultate zuteil werden liessen, zu grossem Dank verpflichtet.

An dieser Stelle sei auch mein besonderer Dank an Folgende gerichtet:

Herrn Prof. A. Buxtorf für die Anregungen, die er mir bei der Ausarbeitung der Tafeln und Textfiguren gab.

Herrn Dr. P. Esenwein, früherer Assistent am chemischen Laboratorium des min.-petr. Instituts, für die Ausführung der 5 Analysen von Gesteinen der Orsaliagneisserie.

Herrn Dr. H. Hirschi, Spiez, für die Freundlichkeit, an zwei Gesteinstypen der Orsaliagneisserie orientierende Untersuchungen bezüglich des Mittelwertes des Ionisationseffektes vorzunehmen.

Herrn Dr. A. Tobler, Basel, für die freundliche Überlassung von Vergleichsmaterial (Gesteine und zugehörige Dünnschliffe aus dem Simplongebiet) aus dem Besitz des naturhistorischen Museums in Basel.

Tit. Naturhistorisches Museum in Basel, für die Übernahme der Dünnschliffkosten.

Mein herzlichster Dank gilt aber auch der Bevölkerung jener mir lieb gewordenen Talschaften von Bosco und Campo für die Gastfreundschaft, die ich in Haus und Alphütte geniessen durfte.

Einleitung.

Bosco (Valle Maggia), das höchstgelegene Dorf (1506 m) des Kantons Tessin, findet sich auf der obersten Stufe der nach ihm benannten, von der reissenden Rovana di Bosco durchströmten Valle di Bosco. Die Valle di Bosco bildet ein linkes, höher gelegenes Zweigtal der Valle di Campo, die ihrerseits bei Cevio mit einer Stufe in die Valle Maggia einmündet.

Das Untersuchungsgebiet liegt somit inmitten der lepontinischen Alpen, der Simplon-Tessineralpen.

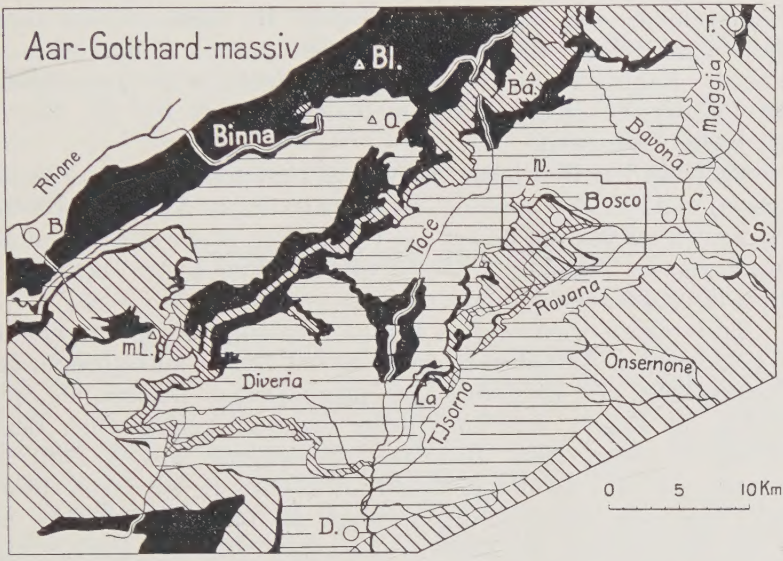
Die lepontinischen Alpen, die gegen Westen an die penninische Alpenregion grenzen und mit dieser geologisch eng verbunden sind, waren schon zu wiederholten Malen Gegenstand geologischer Forschungen und Betrachtungen. Als wichtiges Ergebnis zeitigten diese von H. Gerlach, Alb. Heim, M. Lugeon, H. Preiswerk, H. Schardt, C. Schmidt, A. Stella, S. Traverso u. a. durchgeführten Untersuchungen die Erkenntnis, dass das Simplongebirge aus mehreren Deckfalten aufgebaut wird. Der Simplon wurde dadurch Ausgangspunkt zur Entzifferung der Tektonik der penninischen Decken, zu denen die Gesamtheit der lepontinischen oder unterpenninischen Decken als unterstes Deckenpaket gehört.

Bei diesen Erschliessungsarbeiten wurde das Gebiet von Bosco mehrfach in den Kreis der Untersuchungen einbezogen, wie folgende kurze Übersicht zeigt:

1869. — Die geologische Karte der penninischen Alpen von H. Gerlach (*20*) enthält die Resultate der ersten geologischen Aufnahmen in dieser Gegend. Im begleitenden Text finden sich verschiedene Stellen, die auf stratigraphische, petrographische, tektonische und morphologische Verhältnisse bei Bosco Bezug haben.

1895. — H. R. Zeller publiziert ein geologisches Querprofil durch die Zentralalpen (*70*). Die Spur des Profils verläuft wenig westlich und südwestlich unseres Untersuchungsgebietes.

1908 erscheint die geologische Karte der Simplongruppe nebst Profilen und Erläuterungen von C. Schmidt und H. Preiswerk (*62*) mit Verwertung der Aufnahmen von Ing. A. Stella, die speziell Bosco und Umgebung betreffen. Die Karte enthält dieses Gebiet in ihrem östlichen Teil und zeigt die Verbreitung und komplizierten Lagerungsverhältnisse der mannigfaltigen Gesteinstypen. Profil No. 5 der westlichen Profilserie kreuzt das Boscotal in nordwestlicher Richtung.



B. Brig Ba. Basodino Bl. Blindenhorn C. Cevio D. Domodossola F. Fusio
M.L. Mte. Leone La. Mte. Larone S. Someo O. Ofenhorn W. Wandfluhhorn.

Mesozoikum.

Bernharddecke (Berisalgneise).

rückgefaltete und eingewickelte Teile der Bernharddecke (Lebendungneiszone).

Monte Leone-Ofenhornteildecke und Antigorioteildecke, Bavonagneismasse.

Verampiogranit.

Fig. 1. Tektonische Kartenskizze des Gebietes zwischen Simplon und oberer Maggia.

1913 veröffentlicht R. Sacco eine Reihe von Alpenquerschnitten (*56*). Das westliche Teilprofil quert die Valle di Bosco in nordöstlicher Richtung.

1918 erscheint die geologische Karte des obern Tessin- und Maggiagebietes von H. Preiswerk (*50*). Ihr südwestlicher Rand stösst unmittelbar an die Nordgrenze unseres Untersuchungsgebietes. Zahlreiche im Begleittext niedergelegte petrographische und tektonische Beobachtungen besitzen auch für die Region von Bosco Gültigkeit.

1921 werden die Blätter No. 5 (Val Formazza), No. 15 (Domodossola) und No. 16 (Cannobio) der Carta geologica d'Italia 1:100000 (*34*) veröffentlicht, auf denen das Gebiet von Bosco nach Originalaufnahmen im Masstab 1:25000 von A. Stella zur Darstellung gebracht werden.

Trotz dieser wiederholten Berücksichtigung des Boscogebietes bei geologischen Aufnahmen, erwies es sich bei der fortschreitenden Erschliessung des Baubildes der penninischen Decken als notwendig, die Region von Bosco einer erneuten geologischen Bearbeitung zu unterwerfen. Denn fast ebenso gross wie die Zahl der Autoren, die auf Grund deckentheoretischer Erwägungen Bosco und Umgebung berücksichtigen (vergl. *10, 15, 17, 20, 27, 50, 52, 61, 62, 64*), ist auch die Zahl der Ansichten über den Verlauf und das Verhalten der tektonischen Bauelemente bei Bosco.

Die Aufgabe der vorliegenden Arbeit besteht daher darin, durch vertiefte petrographische und tektonische Erforschung der Region von Bosco, eine Grundlage zur Beurteilung der geologischen Zusammenhänge in diesem, gerade in neuerer Zeit sehr umstrittenen Gebiet zu schaffen.

Das untersuchte Gebiet ist auf Blatt 499 (Bl. Cerentino 1:50000) des Siegfriedatlasses gelegen. Bei den Neuaufnahmen bediente ich mich eines vergrösserten Ausschnittes dieses Kartenblattes im Masstab 1:25000, der auch der beigegebenen Kartenskizze der Umgebung von Bosco (Tafel I) zu Grunde liegt[1]).

Die Begrenzung des Aufnahmegebietes wurde aus tektonischen Gründen wie folgt gewählt:

im Westen: Westabhang des Grenzkammes, der die italienische Talschaft der Tosa vom Tessin scheidet, auf der Breite Bat Nall (syn. Madone 2749 m) und Wandfluhhorn (2860 m).

---

[1]) Die im allgemeinen ausgezeichnete topographische Unterlage enthält eine Reihe z. T. unrichtig eingezeichneter, z. T. in Bosco nicht gebräuchlicher Gipfel- und Lokalitätsnamen. Da deren Korrektur beim Neudruck des Kartenblattes in Aussicht steht, habe ich in der geologischen Kartenskizze die berichtigten bzw. gebräuchlichen Bezeichnungen eingesetzt.

Den Herren Major Bronz in Linescio und Lehrer Giovanni Sartori in Bosco sei auch an dieser Stelle für ihre diesbezüglichen Mitteilungen der verbindlichste Dank ausgesprochen.

im Norden: Grat Wandfluhhorn—Pizzo Orsalia (2668 m) und hinunter gegen Corte antico (1819 m).

im Osten: Corte antico—Collinasca (am Zusammenfluss der Campo- und Boscorovana).

im Süden und Südwesten: untere Fels-Partien der südlichen Tal-Seite der Valle di Campo bis Piano und längs dem Ostrand des Felsrutsches von Campo zum Kamm Sasso-Rosso—Bat Nall.

I. Petrographie und Stratigraphie.

(Hiezu geologische Karte der Umgebung von Bosco, Tafel I.)

Die in der vorliegenden Arbeit durchgeführte und auch der Legende zur Karte Tafel I zu Grunde gelegte Einteilung der Gesteine von Bosco stützt sich vor allem auf die im Terrain zutage tretende enge Verknüpfung der stratigraphisch und lithologisch voneinander unterschiedenen Gesteinsarten zu Serien.

Zur Altersgliederung ist zu bemerken, dass der Mangel an Fossilresten im allgemeinen eine direkte Altersbestimmung verunmöglicht. Die indirekte Bestimmung durch Vergleichen wird aber durch die räumliche Trennung von stratigraphisch bestimmbaren, lithologisch ähnlichen Gesteinskomplexen benachbarter Gebiete äusserst unsicher, da die im Gebiet von Bosco hochgradig wirksam gewesene Umwandlung aller Gesteine unter vermutlich verschiedenaltrigen, aber aus gleichem Edukt hervorgegangenen Gesteinen oft weitgehende Konvergenzen geschaffen hat. Da die Neuaufnahmen somit keine Anhaltspunkte für eine berechtigte Änderung der stratigraphischen Stellung der einzelnen Schichtkomplexe ergeben, folgen wir in der Altersgliederung im wesentlichen den Darstellungen der geologischen Karte der Simplongruppe von C. Schmidt und H. Preiswerk (*62*).

Beim Vergleich der Karte Tafel I mit der geologischen Karte der Simplongruppe zeigt sich eine Vermehrung der bei Bosco unterscheidbaren Gesteinsarten und Serien.

Die am geologischen Aufbau von Bosco beteiligten Gesteine — deren gegenseitige Abgliederung sich besonders nach der schon im Terrain durchführbaren Unterscheidung nach dem makroskopischen Aussehen richtet — sind nach obigen Gesichtspunkten folgenden Serien einzuordnen:

a. Serien der prätriassischen kristallinen Schiefer und Gneise.
   1. Orsaliagneisserie,
   2. Bombognoserie,
   3. Boscoserie.

b. Mesozoische Serien.
   1. Trias,
   2. Bündnerschieferserie.

Im Untersuchungsbiet herrschen die prätriassischen kristallinen Schiefer und Gneise gegenüber den mesozoischen Gesteinen vor; letztere sind oft zu dünnen Lagen und Linsen ausgequetscht und zwischen die prätriassischen Gesteine eingewalzt, stellenweise aber auch stark gehäuft.

A. Prätriassische kristalline Schiefer und Gneise.

1. Die Gesteine der Orsaliagneisserie.

Allgemeines.

Die Orsaliagneisserie (Pizzo Orsalia = P. 2668 m im Kamm gegen das Calneggiatal) stellt den ausgedehntesten und weitaus mächtigsten (mehrere tausend Meter Mächtigkeit) prätriassischen Gesteinskomplex des Untersuchungsgebietes dar. Die Serie tritt als ein Teilstück der Antigorio-Bavonagneismasse in breiter Zone von W und N her in das Untersuchungsgebiet ein und dehnt sich weit über dessen enge Grenzen nach E, SE und S hinaus. Mit der Orsaliagneisserie leiten die Gneise der Val Antigorio und der Val Bavona unter Änderung der Fazies in die Gneise der Valle di Campo über.

Am Aufbau der Orsaliagneisserie sind vornehmlich Gesteine mit Orthohabitus (titanitreiche Granitgneise und Migmatite mit Orthohabitus) beteiligt, die nur lokal untergeordnete Einschaltungen von Paragesteinen enthalten.

Auf der geologischen Karte (Tafel I) wurden innerhalb der Serie die folgenden Gesteinsgruppen und -typen ausgeschieden:

a) Flasrige, helle und dunkle, vorherrschend mittelkörnige Biotitalkalifeldspatgneise, lokal mit Augentextur (Wandfluhhorn-Strahlbanntypus), z. T. sehr quarzreich (Tosatalty-pus).

b) Mittelkörnige, dioritische bis gabbroide Amphibolite.

c) Klein- bis feinkörnige, oft lagige Biotitoligoklasgneise (Materotypus), Zweiglimmeralkalifeldspatgneise und granulitartige Muskovitalkalifeldspatgneise.

d) Einlagerungen von Paragesteinen (braune, feinkörnige bis mittelkörnige Biotitoligoklasgneise bis -schiefer, Zweiglimmerschiefer und Amphibolite). Sie sind meist durch Granatführung ausgezeichnet, die oft auch makroskopisch erkennbar ist.

Eine durch die ganze Serie in Erscheinung tretende Mischung mit aplitischem Material, das den übrigen Gesteinen meist in Form von wechselnd mächtigen Lagen concordant eingeschaltet, seltener durchgreifend gelagert ist, gewinnt von W nach E an Intensität.

Um die spezielle Gesteinsbeschreibung möglichst übersichtlich und gedrängt gestalten zu können, sei vorgängig dieser Beschreibung eine zusammenfassende Darstellung der wichtigsten texturellen, strukturellen und mineralogischen Befunde der makroskopischen und mikroskopischen Untersuchung der Gesteine der Orsaliagneisserie gegeben. Überdies sei versucht, durch die Diskussion dieser Befunde einige Anhaltspunkte über das mutmassliche Ausgangsmaterial dieser Gesteine zu gewinnen, da in bezug auf die Genese der Gneise, welche die westliche, nördliche und östliche Fortsetzung der Orsaliagneisserie bilden, verschiedene Ansichten bestehen.

So legt z. B. U. Grubenmann (*22*) dem Antigoriogneis ein von Sedimentmaterial beeinflusstes Orthomaterial zu Grunde, während wieder andere Forscher (C. Schmidt und H. Preiswerk, H. Schardt u. a.) dem Antigoriogneis reinen Orthocharakter zusprechen. Die Gneismassen des Maggiatales, welche die Orsaliagneisserie im E überlagern und mit denen sie durch einen analogen lithologischen Habitus eng verbunden ist, werden von E. Gutzwiller (*26*) als typische Injektionsgneise, in denen neben aplitisch-pegmatitisch struiertem Eruptivmaterial Relikte von Paragesteinen auftreten, aufgefasst.

Texturen der Gesteine der Orsaliagneisserie.

Die verbreitetste Texturform der Gesteine der Orsaliagneisserie ist die flasrig-schiefrige. Sie tritt besonders deutlich bei den Gneisabarten vom Wandfluhhorn-Strahlbanntypus in Erscheinung, beherrscht aber in kleinflasriger Entwicklung auch die Gneise vom Materotypus. Die vom allgemeinen Orthohabitus etwas abweichenden Zweiglimmergneise, die im östlichen Teil des Bombognogebietes verbreitet sind, sowie die an grobblättrigem Biotit besonders reichen Parabiotitgneise und -schiefer zeigen neben der mehr oder minder deutlichen Schieferung oft eine teilweise verwischte Fältelung.

Ausgeprägt lagige und bändergneisartige Texturen stellen sich in der Gegend von Collinasca ein. Nicht selten sind hier auch Texturen zu treffen, die an jene der ptygmatischen Fältelung erinnern. Sie werden dadurch erzeugt, dass Partien aplitischen bis quarzigen

Materials in Form von knolligen Schlieren und gefalteten Lagen auftreten.

In den Paragesteinen scheint nicht selten durch die schichtige Anordnung der Gemengteile und den lagigen Wechsel von quarzreichen und quarzärmeren Partien primäres Schichtgefüge zur Abbildung zu gelangen.

Jedenfalls sehr späten mechanischen Bewegungen ist die Mylonitisierung der Gneise zuzuschreiben, wie sie gelegentlich am tektonischen Kontakt mit mesozoischen Einlagerungen (Collinasca) und auf vertikalen Störungslinien zu beobachten ist. Im ersten Stadium der Mylonitisierung reagieren die Gneise durch Ausbildung einer verworren-schiefrigen, kleinflasrigen Textur und teilweise Chloritisierung der auf Rutschflächen gelegenen Biotitblätter. Stärkere mechanische Beanspruchung — gegen den Kontakt zu — erzeugt ein wellig-gefälteltes Gefüge und völlige Chloritisierung der Biotite. Das Endprodukt der mechanischen Zertrümmerung ist ein hellgrüner, dichter, mehlig anzufühlender Mylonit.

Strukturen der Gesteine der Orsaliagneisserie.

Das genetische Gefüge aller in der Orsaliagneisserie vergesellschafteten Gesteinsarten ist ausgesprochen kristalloblastisch. Es verdankt seine Entstehung regional wirksamer Umkristallisation, die nach den auftretenden Hauptstrukturen in meso- bis katazonaler Tiefe erfolgte. Die vorherrschende Struktur ist die granoblastische bis lepidoblastische. Siebstrukturen sind verbreitet, sie leiten in den Biotitoligoklasgneisen in poikiloblastische Gefügebilder über. Regionale Verbreitung kommt den Kataklasstrukturen (Mörtelbildung, äussere und innere Deformation der Glimmer Feldspäte und des Quarz) zu. Da sie im allgemeinen als charakteristisch für obere Tiefenstufen zu gelten haben, dürfte ihre Erwerbung erst nach der Hauptumprägung der Gesteine erfolgt sein.

Das einsprenglingsartige Auftreten bis 3 cm messender Kalifeldspat-Individuen in den flasrigen Biotitalkalifeldspatgneisen, das im Gebiet des Wandfluhhorn und Strahlbann besonders verbreitet zu treffen ist, deute ich als blastoporphyrische Reliktstruktur. Bei stärkerer Verschieferung der Gesteine geben diese Einsprenglinge Anlass zur Bildung von Augentexturen (Augengneise).

Überaus auffällige Gefügebilder liefern die Mikrostrukturen, die durch gegenseitige Durchwachsung einiger Gesteinskomponenten (Verwachsung der Feldspate unter sich, Verwachsung von Quarz und Feldspaten) zu Stande kommen und von C. Schmidt

(*62*, 9) geradezu als charakteristisch für einzelne Antigoriogneisvarietäten bezeichnet werden.

Von Verwachsungen der Feldspate unter sich ist vor allem die in den Alkalifeldspat führenden Abarten regional verbreitete, in den Biotitoligoklasgneisen aber besonders auffällig in Erscheinung tretende Durchwachsung des Oligoklas mit lamellaren und fleckigen Fetzen eines mikroklinartigen Feldspats zu erwähnen.

Das Auftreten warzenförmiger Verwachsungen zwischen Plagioklas (Oligoklas) und Quarz, die als Myrmekit bezeichnet werden, scheint mit der chemischen Zusammensetzung und zum Teil auch mit dem Grad der mechanischen Deformation der Gesteine in engem Zusammenhang zu stehen. Die myrmekitischen Verwachsungen sind ausschliesslich auf die Kalifeldspat führenden Varietäten beschränkt. Sie finden sich besonders reichlich in saureren, durch gröberes Korn ausgezeichneten Abarten vom Strahlbann-Wandfluhhorntypus, fehlen dagegen den Amphiboliten und Paragesteinen ganz. Dagegen tritt in diesen Gesteinen nicht selten eine intensive Durchspickung der Plagioklasxenoblasten durch eckige bis eirunde Quarzkörner auf, die ähnliche Strukturbilder, wie die in Injektionsgneisen auftretenden „Tropfenquarzbildungen" liefert.

Das reichliche Vorhandensein von Myrmekit dürfte auf Ortho- bis Mischgneischarakter der Gesteine hindeuten.

Mineralbestand der Gesteine der Orsaliagneisserie.

Auch nach dem Bestand an typomorphen Mineralien ist die Bildung der Gesteine der Orsaliagneisserie in mittlere Tiefenstufen zu verlegen. In wechselnder Kombination und verschiedenen Mengenverhältnissen treten in den Gesteinen die folgenden Mineralien als Gemengteile auf:

Alkalifeldspate, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit, Chlorit, Hornblende, Klinozoisit, Epidot, Orthit, Titanit, Granat, Kalzit, Apatit, Zirkon und die Fe-Erze: Magnetit, Pyrit, Hämatit und Limonit.

Die Alkalifeldspate sind als Hauptgemengteile nur in den saureren Varietäten der Gneise mit Orthohabitus entwickelt. Sie sind durch Orthoklas, Mikroklin und Albit vertreten.

Der Orthoklas liegt in den flasrigen Biotitalkalifeldspatgneisen meist in grösseren, unregelmässig begrenzten Xenoblasten

vor, die aus dem Mosaik der Gemengteile gelegentlich einsprenglingsartig (vgl. pag. 86) hervortreten. In kleinkörnigeren Gesteinsabarten bildet er in Form von mehr oder weniger isometrischen Körnern ein vielfach verästeltes Netzwerk, das das ganze Schliffbild gleichmässig überzieht. Die grossen Xenoblasten der heterogen gekörnten Typen sind reich an perthitischen Spindeln, die mit steigender Basizität, vor allem aber mit zunehmender Kleinkörnigkeit und Gleichkörnigkeit der Gesteine verschwinden.

Der Orthoklas zeigt nicht selten ein an Mikroklinstrukturen erinnerndes, schattenhaftes, gegittertes Zwillingsgefüge, das stark wogende Auslöschung zur Folge hat. Die Auslöschung auf der Basis ist stets gerade, diejenige auf (010) schwankt zwischen 4 Grad und 7 Grad. Ebenso sind — wie dies die folgende Zusammenstellung (Tabelle 1) zeigt — der Achsenwinkel und der optische Charakter Änderungen unterworfen:

Tabelle 1.

Nr. des Handstücks in der Belegsammlung	Beobachtete Bisektrix	Optischer Charakter	Ausl.-schiefe n_α:(001) in Graden	Verschw. Mikroklingitterung
195	n_γ (stumpf)	neg.	+ 7	vorh.
sl. 13	n_α (spitz)	neg.	—	vorh.
53	n_γ (stumpf)	neg.	+ 5	vorh.
	n_α (spitz)	neg.	—	vorh.
116	n_γ (Achsenwinkel um 90 Grad)		+ 5	fehlt
345	n_γ („ „ 90 „)		+ 5	vorh.
340	n_γ („ „ 90 „)		+ 5	vorh.
339	n_γ („ „ 90 „)		+ 4	vorh.
49	n_γ (spitz)	pos.	+ 6	vorh.
66	n_γ (spitz)	pos.	+6—7	vorh.

Typischer Mikroklin tritt nur recht untergeordnet auf. Im Gegensatz zum Orthoklas besitzt er stets gedrungene, isometrische bis plattige Gestaltung.

Albit ist nur in den Aplitgneisen und den granulitartigen Muskovitalkalifeldspatgneisen in nennenswerten Mengen — neben Kalifeldspat oder diesen völlig vertretend — entwickelt.

Im übrigen sind die Plagioklase vorwiegend durch Oligoklas vertreten. Ihre Zusammensetzung ist in allen Gesteinen auffallend konstant und schwankt zwischen den Grenzen Oligoklasalbit (5—15% An.) und Oligoklas bis Andesin (max.

35% An.)[1]). Es spricht dies für eine intensive Umkristallisation, die zum chemischen Zerfall ursprünglich teilweise eher basischerer Plagioklase in neue, stabilere Komponenten (Oligoklas und Epidotmineralien) führte. Die morphologische Ausbildung der Plagioklase gleicht in den Alkalifeldspatgneisen der des Mikroklin; in den Biotitoligoklasgneisen und Paragesteinen neigt sie zu porphyroblastischer Entwicklung, wobei die Porphyroblasten von zahlreichen Epidot- und Quarzkörnern durchsiebt erscheinen.

Zwillingsbildung erfolgt vorherrschend polysynthetisch nach dem Albitgesetz. Kombination dieser Zwillingslamellierung mit Lamellen nach dem Periklingesetz, die gelegentlich auch für sich auftreten, ist häufig zu beobachten. Unscharfe Ausbildung und geflammtes Enden der Lamellen inmitten des Mineralkornes, gepaart mit dem Auftreten fleckiger Polarisationsfarben und einer starken Bestäubung der Körner dürften Anzeichen einer beginnenden Zersetzung sein.

Inverse Zonarstrukturen, die nach F. Becke (*1*) eine typische Erscheinung der kristalloblastischen Plagioklase mittlerer und unterer Tiefenstufen sind, bilden die Regel.

Quarz fehlt in keinem der Gesteine der Orsaliagneisserie. Er erscheint meist in eckig-zackig verzahnten Xenoblasten und ist der Hauptträger der kataklastischen Phänomene, die allerdings gelegentlich durch Regenerierungsprozesse wieder verwischt werden.

Der bald durch auffallende Frische ausgezeichnete, bald in Chloritisierung begriffene Biotit liegt in zwei durch die Absorptionsfarben unterschiedenen Varietäten vor.

In den Gesteinen mit mehr oder minder ausgeprägtem Orthohabitus tritt ein Biotit auf, der durch olivgrüne bis schwarzgrüne

[1]) Bei der Plagioklasbestimmung gelangten die folgenden Methoden zur Anwendung:

1. Methode von F. Becke durch Vergleich der Lichtbrechung des Plagioklases mit jener des Quarzes.

2. Methoden von Fouqué und Michel-Lévy durch Messung der Auslöschungsschiefen an geometrisch oder optisch orientierten Schnitten und zwar:

a) Messung der Auslöschungsschiefen: Spur der Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz bzw. Periklingesetz in Schnitten senkrecht zur Längsachse *a*.

b) Messung der maximalen Auslöschungsschiefen in Schnitten senkrecht zur Zwillingsebene der Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz.

c) Messung der der Auslöschungsschiefen in Schnitten senkrecht zu einer der Mittellinien.

Zur Kontrolle wurden, wo immer möglich, die ungefähre Grösse des scheinbaren Achsenwinkels und der optische Charakter bestimmt.

Die Auswertung der gemessenen Auslöschungsschiefen erfolgte nach den Diagrammen in lit. *3*.

Farben und einen überaus kräftigen Pleochroismus: $n_\gamma = n_\beta$ olivgrün bis schwarzgrün $> n_\alpha$ hellgelbgrün bis gelbbraun ausgezeichnet ist. Die typischen Paragesteine führen dagegen einen Biotit von rötlich-brauner Farbe ($n_\gamma = n_\beta$ rotbraun $> n_\alpha$ blassgelbbraun).

Auf derartige Farbunterschiede der Biotite von Orthogesteinen und Paragesteinen des obern Tessin- und Maggiagebietes macht auch H. Preiswerk (*50*, 57) aufmerksam.

Der Biotit erscheint z. T. in grossen, nach der Basis idioblastischen Blättern die — oft zopfartig verflochten — die Schieferungsebene markieren, z. T. weist er Formen auf, die an von Insekten zerfressene Laubblätter erinnern (vergl. *24*, 59).

Muskovit findet sich nur in den Alkalifeldspate führenden Gesteinen und in den an Tonerde besonders reichen Paragesteinen. Sein isogenetisches Auftreten neben Biotit in diesen Gesteinen spricht wiederum für die Herausbildung des gegenwärtigen Mineralbestandes in mittleren Tiefenstufen. Bemerkenswert ist, wie im Auftreten von Muskovit und Epidotmineralien ein gewisser Antagonismus besteht, indem das reichliche Auftreten der einen Mineralart die andere ausschliesst.

Meist recht frische, grüne Hornblende, die in der Regel stengelig und idioblastisch nach (*110*) entwickelt ist, tritt nicht nur in den Amphiboliten auf, sondern zeigt sich sporadisch auch in den Biotitoligoklasgneisen. Das Schema des Pleochroismus ist folgendes: n_α (blassgrüngelb) $< n_\beta$ (gelbgrün) $< n_\gamma$ (blaugrün). Die blaugrünen Farbtöne lassen einen geringen Alkaligehalt vermuten.

Die Epidotmineralien liegen vor allem in Form von Epidot, Klinozoisit und Orthit vor; Zoisit kommt meist nur untergeordnete Bedeutung zu. Fleckig zonare Verwachsung der Epidotmineralien ist weit häufiger zu beobachten als die selbständige Entwicklung der einzelnen Mineralarten, eine Erscheinung, die E. Gutzwiller (*26*, 332) auch in den Gneisen von Riveo-Visletto (südl. Cevio) beobachtete.

Klinozoisit und Epidot sind im allgemeinen durch grosse Frische ausgezeichnet, während der Orthit (Pleochroismus: n_α blassgelbbraun $< n_\beta$ rotbraun $< n_\gamma$ graubraun) dagegen weit eher reliktischer Natur sein dürfte. Häufig ist der Orthit randlich von Klinozoisit und Epidot umwachsen.

Epidot und Klinozoisit sind oft in Sammelkristallisation begriffen, die zur Ausbildung nach der kristallographischen b-Achse stengeliger, in die Schieferungsrichtung sich einstellender Kristalle führt.

Im Gegensatz zu E. Gutzwiller (*26*, 333), der diese Epidotmineralien als Relikte des sedimentären Anteils von Injektionsgesteinen deutet, halte ich sie zunächst für Umwandlungsprodukte von Gemengteilen eines primär eruptiven Mineralbestandes.

C. Schmidt (*62*, 8) hebt das regelmässige Auftreten von Orthit — neben Titanit — im Antigoriogneis hervor, eine Konstanz, die sich auch in den Gneisen der Orsaliagneisserie einstellt.

Das regelmässige Auftreten von Orthit liess einen eventuell grösseren Gehalt an radioaktiven Elementen vermuten. Herr Dr. Hirschi hatte in verdankenswerter Weise die Freundlichkeit, an gepulverten Proben des Tosataltypus (saurer Typus) und des Materotypus (intermediärer Typus) orientierende Untersuchungen bezüglich des Mittelwertes des Ionisationseffektes vorzunehmen. Der Bericht von Herrn Dr. Hirschi lautet: „Die Pulver ergeben nur einen geringen Effekt der auf einen Gehalt an Radium von maximal 3×10^{-12} gr pro gr Gestein schliessen lässt. Auch der Thoriumgehalt wird entsprechend gering sein. Der Gehalt an radioaktiven Elementen entspricht dem Durchschnitt, den Gneise aufweisen; der vorhandene Orthit scheint arm an Ra/Th zu sein, ebenso der Zirkon."

Der reichlich entwickelte Titanit zeigt bald die scharf begrenzten, Briefcouvert-Tracht aufweisenden Kristalloblasten, bald insekteneierartige Aggregate. Z. T. mag er dem primären Mineralbestand angehört haben, z. T. kann er — besonders in den basischen Varietäten — sekundär durch Entmischung titanhaltiger Mineralien (z. B. Pyroxene) entstanden sein.

Granat ist in seinem Auftreten auf die Paragesteine und auf die granulitartigen Muskovitalkalifeldspatgneise beschränkt. Seine lagige Anreicherung in einem Teil der Amphibolite dürfte ein Indizium für die Paragesteinsnatur dieser Gesteine bilden.

Von den nur mikroskopisch feststellbaren Akzessorien, die in sämtlichen Gesteinsarten der Serie zu treffen sind, liegt der Apatit meist in rechteckigen, kantengerundeten oder lappig angefressen erscheinenden Körnern vor, während der Zirkon in der Regel scharf ausgebildete, spitzpyramidal zulaufende Mikrolithen bildet. Im Zusammenhang mit den Untersuchungen von Herrn Dr. Hirschi bezüglich des Ionisationseffektes ist zu erwähnen, dass Radiohalos um in Biotit eingeschlossene Zirkonkriställchen fehlen. Pyrit zeigt würfelige Formen und wird häufig von blutigrot durchscheinendem oder opakem hydratisiertem Fe-Oxyd überrindet. Magnetit bildet opake, blauschwarze, scharf begrenzte Kristalle bis formlose, hackig-eckige Massen.

Zusammenfassend ist über den Ursprung der Hauptmasse der Gesteine der Orsaliagneisserie festzuhalten, dass ihr Auftreten, ihre

Texturen und Strukturen, sowie ihr Mineralbestand auf eruptiven Ursprung hinweisen, dass aber — das deuten Schiefereinlagen sedimentärer Abkunft an — bei der Bildungsgeschichte auch Einschmelzungen unter Mitwirkung durchtränkender Lösungen eine hervorragende Rolle spielen.

Chemismus der Gesteine der Orsaliagneisserie.

Die chemische Untersuchung von Gesteinen der Orsaliagneisserie beschränkt sich auf die Gesteine mit Orthohabitus, da die Abkunft der Paragesteine durch deren Mineralbestand (tonerdereiche Mineralien) und z. T. auch durch deren Texturen (primäre Schichtung) sicher gestellt erscheint.

Herrn Dr. P. Esenwein verdanke ich die folgenden 5 chemischen Analysen (Tabelle 2):

Tabelle 2.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO_2	72,50	60,49	60,94	57,69	44,24
TiO_2	0,48	0,99	1,08	1,16	2,41
Al_2O_3	13,35	17,90	16,90	13,66	15,89
Fe_2O_3	1,16	2,34	2,23	2,93	2,35
FeO	1,49	3,51	3,96	3,90	7,15
MnO	0,08	0,10	0,10	0,13	0,15
MgO	0,13	2,08	2,10	4,04	11,38
CaO	2,23	4,27	5,23	8,34	9,27
Na_2O	4,18	4,27	1,94	2,29	2,24
K_2O	4,16	2,61	3,97	2,18	2,71
$-H_2O$	—	0,05	0,08	0,10	0,08
$+H_2O$	0,30	1,34	1,11	1,55	1,62
P_2O_5	0,18	0,15	0,57	0,16	0,43
CO_2	—	—	Sp.	1,80	Sp.
Cl	Sp.	Sp.	—	0,49	—
Abzug O	—	—	—	0,22	—
	100,16	100,10	100,21	100,20	99,96
spez. Gew.	2,65	2,73	2,76	2,83	3,00

1. schwachflasriger, quarzreicher Biotitalkalifeldspatgneis (Tosataltypus). Fundort: Riale Riebbo (Tosatal). Handstück No. 352.

2. massiger Biotitplagioklasgneis (Abart des Wandfluhhorn-Strahlbanntypus) Hd. No. 442. Fundort: Kamm NE Wolfstaffel 2047 m.

3. feinkörniger Biotitoligoklasgneis (Materotypus) Hd. No. 417. Fundort: Dall'ovi bei Collinasca (Campotal).

4. Kalzit und Hornblende führender Biotitoligoklasgneis (Abart des Materotypus) Hd. No. 37. Fundort: oberer Weg nach Wolfstaffel 1845 m.

Nach der geologischen Stellung dieses Gesteins — unmittelbar im Liegenden treten Bündnerschieferkalke auf — erscheint es nicht unwahrscheinlich, dass der Kalzitgehalt durch Infiltration zu erklären ist. Der an Kalzit gebundene Teil von CaO ist daher ev. zu eliminieren, so dass in der nachfolgenden Tabelle 3 der Molekularwerte nach Niggli die unter 4a angeführten Werte resultieren, die sich dem allgemeinen chemischen Verhalten auch weit besser einordnen.

5. Biotitamphibolit (Einlagerung im Wandfluhhorn-Strahlbanntypus) Hd. No. 441. Fundort: südöstlich innerer See-Hirlisee, nordwestlich Wolfstaffel 1941 m.

Die Auswertung der aus diesen Analysen berechneten Nigglischen Molekularwerte (Tabelle 3) in der Tetraederprojektion zeigt, dass die Projektionsörter sämtlicher Gesteine innerhalb des Eruptivraumes fallen, so dass, da auch die übrigen vom Chemismus eruptiver Gesteine geforderten Bedingungen (vgl. *5*, 31/39) erfüllt werden, vom chemischen Standpunkt kein Grund gegen die Orthonatur vorliegt. Immerhin ist auch hier die Möglichkeit ins Auge zu fassen, dass sich in gewissen Fällen saures Eruptivmaterial und sedimentäre Substrate bei inniger Durchmischung zu einem Migmatit mit Eruptivchemismus ergänzen können.

Tabelle 3.

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	T. s.	ti	p
1	374	41	12	12,5	34,5	,40	,08	1,03	VI	2	0,3
2	209	36,5	27,5	16	20	,29	,39	0,57	IV	2,5	0,2
3	216	35,5	29	20	15,5	,58	,37	0,68	IV	3	0,9
4	176	24,5	35	29,5	11	,38	,52	0,83	V	2,6	0,2
4a . . .	190	26,5	38	23,5	12	,38	,52	0,60	IV	3	0,2
5	97	15	54,5	22	8,5	,45	,67	0,40	III	4	0,4

Die folgende Tabelle diene dem Vergleich dieser Niggli'schen Molekularwerte mit den lit. 7 entnommenen Mittelwerten entsprechender Magmentypen und den Molekularwerten ähnlichen Chemismus zeigender Eruptivgesteine.

Tabelle 4.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	T. s.
yosemititisch .	350	43	14	13	30	,45	,33	0,93	V
Analyse No. 1 .	374	41	12	12,5	34,5	,40	,08	1,03	IV
Perthitquarz-granit, Smaland	388	39	14	12	35	,48	,25		
opdalitisch . .	215	32	32	18	18	,50	,45	0,56	IV
quarzdioritisch .	220	31	31	19	19	,25	,48	0,61	IV
Analyse No. 3 .	216	35,5	29	20	15,5	,58!	,37	0,68	IV/V
Quarzglimmer-diorit. Chow chilla Row. California . . .	218	36	28	20,5	15,5	,25	,53		
Analyse No. 2 .	209	36,5	27,5	16	20	,29	,39	0,57	IV
Quarzglimmer-diorit. Electric Peak	245	36	27,5	16	20,5	,30	,52		
normaldioritisch	155	29	35	22	14	,28	,48	0,63	IV
Analyse No. 4a	190!	26,5	38	23,5	12	,38	,52	0,60	IV
sommait-dioritisch	130	23	42	25	10	,45	,60	0,60	IV
normalgabbroid	108	21	52	21	6	,20	,55	0,42	III/IV
Analyse No. 5 .	97	15	54,5	22	8,5	,45!	,67	0,40	III
shonkinitisch .	105	17	46	24	13	,60	,65	0,52	IV

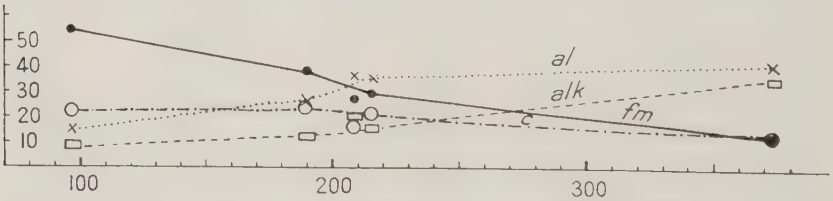


Fig. 2. Orthogesteine der Orsaliagneisserie (Differenziationsdiagramm).

Stellen wir die Werte si, al, fm, c und alk der Tabelle 3 zu einem Differenziationsdiagramm (Fig. 2) zusammen, so erkennen wir, dass sie sich einer durchgehenden Differenziation einordnen, die in der Hauptsache Kalkalkalicharakter besitzt. Die vergleichende Tabelle 4 zeigt aber, dass insbesondere bei den Typen si 190 und si 97 schwache Anklänge an Alkaligesteine bestehen. Überdies besitzen die Werte von k und mg bei den meisten Gesteinen erhebliche Abweichungen von den Werten der Kalkalkaligesteine.

Um ein allgemeineres Bild über die petrochemischen Verhältnisse der Orthogesteine der Simplon- und Maggiaregion zu erhalten, wurden ungefähr 50 weitere, der Literatur (19, 23, 50, 62) entnommene Analysen von derartigen Gesteinen der lepontinischen Region in die Untersuchungen einbezogen.

Die aus diesen Analysen berechneten Niggli'schen Molekularwerte sind in Tabelle 5 (pag. 100) zusammengestellt. Nach der Zugehörigkeit der Gesteine zu regionaltektonischen Bauelementen teilen wir diese Werte in folgende Gruppen ein: 1. Gesteine der Bernharddecke, 2. Gesteine der Monte Leone-Ofenhorndecke, 3. Gesteine der Antigoriodecke (inkl. Gesteine der Orsaliagneisserie) und 4. Gesteine der Lebendundecke und Verampiogneis.

Bei dieser tektonischen Gruppierung zeigt sich, dass der Chemismus und Differenziationsverlauf der Gesteine der Bernharddecke (Höheres Deckensystem) beträchtlich abweicht vom chemischen Verhalten der Gesteine aller anderen Gruppen (tieferes Deckensystem).

Hiezu ist zu bemerken, dass die Zusammenfassung der Gesteine der Lebendundecke und des Verampiogneis zu einer gemeinsamen Gruppe ihren Grund darin hat, dass die tektonische Stellung der im Simplontunnel zwischen Progressive km 6870 und km 5326 ab S. P. — welcher Tunnelstrecke die meisten Analysen dieser Gruppe entstammen — nach C. Schmidt (*60, 62*) eine andere (= Lebendundecke) als nach H. Schardt (*57, 58*) und A. Stella (*67*) (= Verampiogneis) ist. Aus diesem Grunde besitzt das Bild über das chemische Verhalten der Gesteine dieser Gruppe problematischen Wert, und muss für regionaltektonische Erwägungen ausser Acht fallen.

Die Gesteine der Bernharddecke können mit wenigen Ausnahmen einem entsprechenden Magmentypus der pazifischen Gesteinssippe eingereiht werden. Das Diagramm (Fig. 3) lässt im Verlauf der al-, fm-, c- und alk-Kurven den Differenziationsverlauf einer Gesteinsreihe von rein kalkalkalischem Charakter erkennen. Da mit sinkendem si die k-Werte fallen, mg dagegen steigt, zeigt das Feld der mg-k-Punkte (Fig. 5a) das für Kalkalkaligesteine typische Bild. Den pazifischen Charakter dieser Gesteine bringt auch die Anwendung einer weiteren von P. Niggli ausgearbeiteten Berechnungs- und Darstellungsmethode (*8*), die gestattet, aus den Molekularzahlen auf normative helle und dunkle Gemengteile Schlüsse zu ziehen, sehr klar zum Ausdruck (Fig. 6, linkes Dreieck). Keiner der Projektionspunkte liegt unter der Linie Olivin-Feldspat, d. h. in keinem der Gesteine kommt es normativ zur Bildung von Feldspatvertretern.

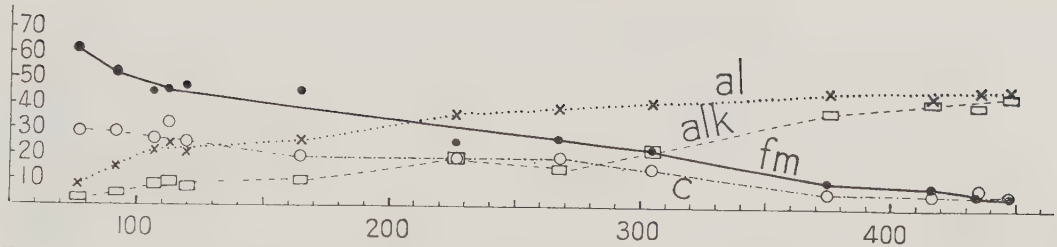
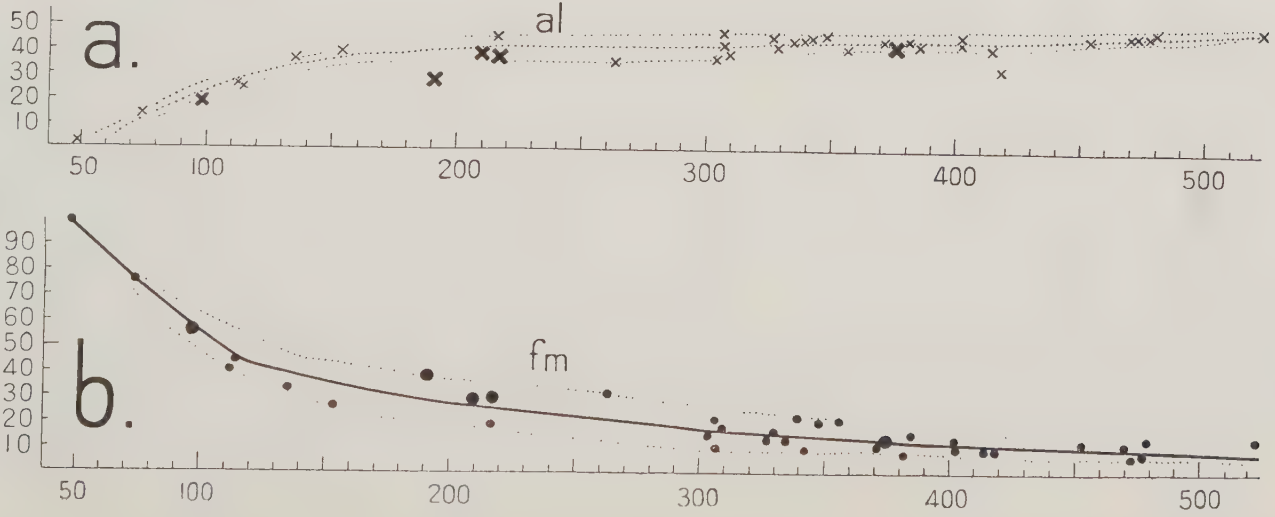


Fig. 3. Orthogesteine der Bernharddecke (Differenziationsdiagramm). Hiezu Tabelle 5, pag. 100/101.



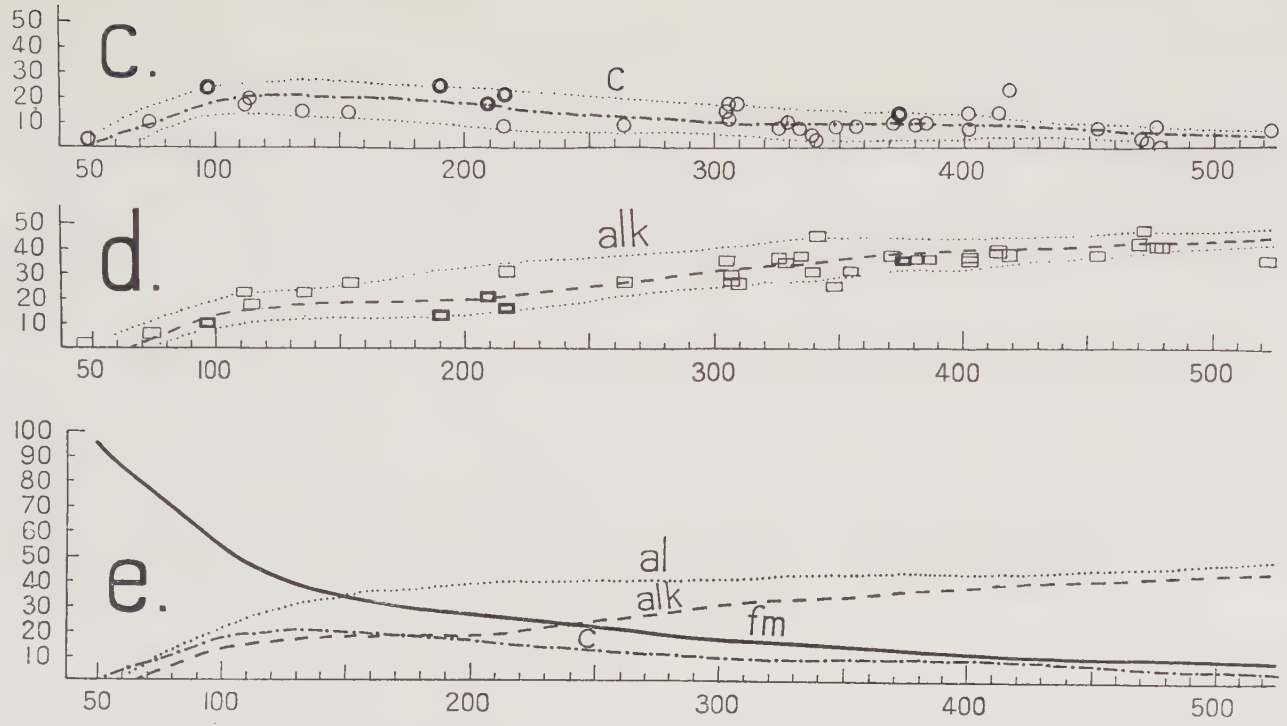


Fig. 4. Orthogesteine der unterpenninischen Decken aus Simplon- und oberem Maggiagebiet. Hiezu Tabelle 5, pag. 101/103. (Feinere Signatur: Antigoriogneis, Monte Leone-Ofenhorngneis, Lebendungneis, Verampiogneis. Grobe Signatur: Orsaliagneisserie.)

a) - d) Teildiagramme der Durchschnittswertkurven. e) Gesamtdiagramm der Durchschnittswertkurven.

Der Vergleich der Molekularwerte der Orthogesteine der tieferen Decken mit den in lit. 7 angegebenen Beispielen ergibt dagegen, dass die Zuteilung der Gesteine — deren Projektionspunkte übrigens sämtlich innerhalb des Eruptivraumes des al, fm, c und alk-Tetraeders fallen — nicht immer eindeutig durchgeführt werden kann, und dass die in Magmentypen einreihbaren Gesteine nicht mehr einer ausgesprochen pazifischen Reihe angehören. Das aus den Teildiagrammen (Fig. 4a—d) erhaltene Gesamtdiagramm der Durchschnittswertkurven (Fig. 4e) zeigt die durch alkalischen Einschlag stark entstellten Züge einer pazifischen Gesteinsreihe (vgl. auch P. Niggli *44*).

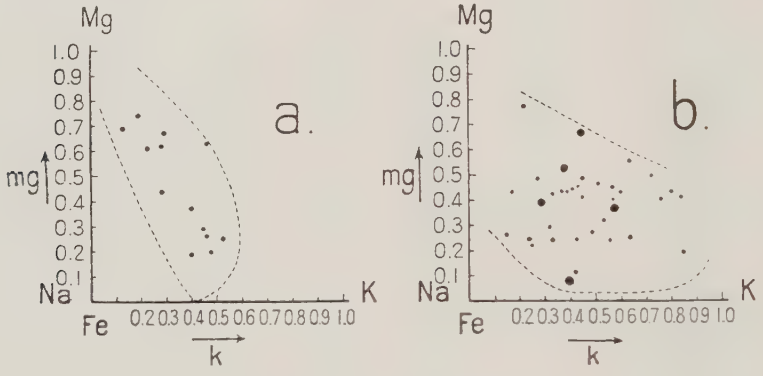
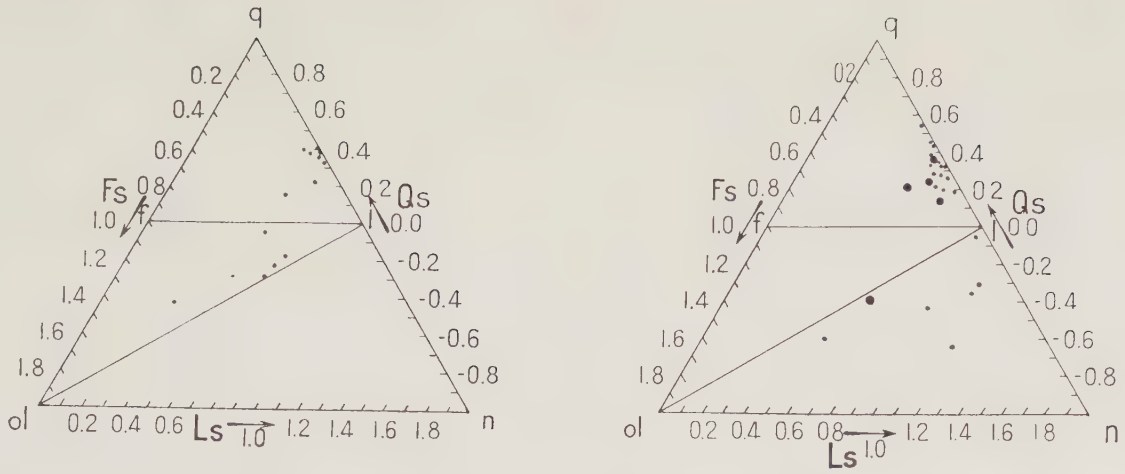


Fig. 5. *k*-mg-Diagramme.

a) Orthogesteine der Bernharddecke. b) Orthogesteine der tiefern Decken: Kleine Punkte: Antigoriogneis, Monte Leone-Ofenhorngneis etc. Grosse Punkte: Orsaliagneisserie.

Der Verlauf der alk-Kurve ist oberhalb si 374 ein sehr flacher. Im allgemeinen kommt dieser Kurve ein geringes Gefälle zu. Die ebenfalls sehr flach verlaufende al-Kurve nimmt erst unterhalb si 200 Werte an, die mehr als 5 Einheiten unter 40 liegen. Dies bewirkt, dass der Schnitt mit der fm-Kurve, die in sauren Typen mit einem durchschnittlichen Wert von 10 beginnt und anfänglich ebenfalls sehr flach verläuft (Alkalicharakter) erst bei si 150 eintritt (Isofalie). In diesem Punkt besitzen auch alk und c ähnliche um 20 Einheiten liegende Werte, doch kommen alk meist noch recht hohe Werte zu (Alkaligesteine!). Besonders auffällig ist der scheinbar an keine Regel gebundene Wechsel extrem hoher und extrem niedriger Werte von k. Das Feld der mg-k-Punkte (Fig. 5b) ist daher sehr breit (Kalkalkaligesteine), besitzt aber — da mit fallendem si die Werte von mg im allgemeinen niedrig bleiben — nur



q Quarz, ol Olivin, f Augite (enst, hyp, di, aeg), l Feldspate (or, ab, an), n Nephelin.

l-f Quarzgrenze (kein freier Quarz); f-ol Grenze zw. typischen Kalkalkali- und typischen Alkaligesteinen.

$$Fs = \frac{100 - 2\,al}{si} \quad \text{bzw. bei Alkaliüberschuss} = \frac{100 - 3\,al + alk}{si} \qquad Qs = \frac{si - (100 + 4\,alk)}{si} \text{ bzw. } = \frac{si - (100 + 3\,al + alk)}{si}$$

$$Ls = \frac{4\,alk + 2\,al}{si} \text{ bzw } = \frac{6\,al}{si} \qquad Ls + Fs + Qs = 1$$

Fig. 6. SiO_2-Verteilung auf normative leukokrate und melanokrate Gemengteile in den Orthogesteinen der penninischen Decken des Simplon- und oberen Maggiagebietes (berechnet aus den Werten der Tabelle 5).

Linkes Dreieck: Gesteine der Bernharddecke. Rechtes Dreieck: Gesteine der tiefern Decken.
Kleine Punkte: Antigoriogneis, Monte Leone-Ofenhorngneis, Lebendungneis, Verampiogneis.
Grosse Punkte: Orsaliagneisserie.

eine geringe, nach oben gerichtete Neigung gegen die mg-Achse (Alkaligesteine).

Das Abweichen vom chemischen Verhalten typischer Kalkalkaligesteine wird auch in der Verteilung von SiO_2 auf normative leukokrate und melanokrate Gemengteile besonders deutlich. Die Projektionspunkte mehrerer Gesteine, unter denen sich auch ein Vertreter der Orsaliagneisserie findet, kommen ins Feld Olivin — Feldspate — Feldspatvertreter zu liegen (Fig. 6, rechtes Dreieck).

Die in der Orsaliagneisserie — bei der geringen Zahl der zur Verfügung stehenden Analysen nur schwach — angedeuteten Abweichungen vom Chemismus rein pazifischer Gesteine bilden somit eine regional verbreitete Erscheinung in den tiefern Decken des Simplongebietes.

Die Frage nach den Ursachen dieser Abweichungen führt uns zu dem an die genetischen Verhältnisse geknüpften Fragenkomplex.

Tabelle 5.

Molekularwerte (nach Niggli) prätriassischer Orthogesteine des Simplon- und oberen Maggiagebietes.

Quellen:

	lit.	Abkrzg.
G. Georgis, G. Gallo und A. Stella: Studio chimico-lithologico etc.	*19*	*St.*
U. Grubenmann und L. Hezner: Analysenzusammenstellung	*23*	*G.-H.*
H. Preiswerk: Oberes Tessin- und Maggiagebiet	*50*	*P*
C. Schmidt und H. Preiswerk: Simplonkarte (Erläuterungen)	*62*	*S*

Die der Quellenangabe beigefügte Nummer entspricht der Analysennummer in der betreffenden Arbeit.

Die Gesteinsbezeichnungen für die Analysen G.-H. sind dem Katalog zur offiziellen Sammlung der Gesteine des Simplontunnels (*59*) entnommen.

a) Höheres Deckensystem.

1. Berisalgneise bzw. Gneise der Bernharddecke.

si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*T. s.*	*Magmentypus*)*	*Gestein*	*Quelle*
448	47	4	5	44	,53	,25	1,17	VII	apl. gran.	Gneis finement ecailleux blanc	*G.-H.* 239
436	47	5	7	41	,41	,00	1,40	VI	apl. gran.?	Aplit	*P.* 3

si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*T. s.*	*Magmen-typus*	*Gestein*	*Quelle*
417	44	9	5	42	,48	,20	0,64	IV	apl. gran. bis engad.	Gneis schisteux à grain fin	*G.-H.* 244
376	46	10	6	38	,46	,26	0,61	IV	idem.	grauer Zweiglimmer-gneis	*St.* 12
305	41	22	15	22	,40	,37	0,68	V	norm. gran.	Materellogranit	*P.* 2.
268	39	26,5	19,5	15	,40	,19	0,73	V	qu. d. bis ton.	Mesoplagioklas-gneis	*G.-H.* 350
227	36,5	25,5	19	19	,47	,63	0,76	V	quarzdior. bis opdal.	Biotitplagioklas-gneis	*G.-H.* 349
165	26	45	19	10	,45	,29	0,42	III	gabbroiddior.	? Gneis schist. gris à deux micas. grain f.	*G.-H.* 352
113	24,5	45	22	8,5	,29	,44	0,49	IV	norm. gabbroid. bis norm. norit.	Gabbroide Ausscheidung im Materellogranit	*P.* 4
120	21	47,5	25	6,5	,23	,61	0,53	IV	idem.	Hornblendegabbro	*P.* 5
107	21,5	44,5	26	8	,13	,69	0,57	IV	idem.	Amphibolit	*G.-H.* 380
96	21	48	25	6	,19	,74	0,52	IV	idem.	Amphibolite massif	*G.-H.* 382
92	15,5	51,5	28,5	4,5	,28	,62	0,56	IV	issit.	Schistes chloriteux avec mica et amphibole	*G.-H.* 379
77	8	61	28,5	2,5	,29	,67	0,47	IV	pyroxen.	Amphibolit	*G.-H.* 381

b) Tieferes Deckensystem.

2. Monte Leone-Ofenhorngneise.

479	47	13	0	40	,84!	,41	0,00	I	alk. gran. bis engad.	Eistengneis = Zweiglimmergneis	*S.* 6
470	46	10	2,5	41,5	,85!	,19	0,25	II/III	idem.	heller Muskovit-gneis	*St.* 13
414	40	9	13	38	,56	,35	1,42	VI	?	Gneis gris	*G.-H.* 245
385	41	15	9	35	,64	,25	0,60	IV	engad. bis rapakiw.	dunkler Biotitgneis	*St.* 14
304	36,5	15	13!	35,5	,17!	,43	0,86	V	yosem.	hellgrauer Gneis mit Biotitnestern	*St.* 15
49	1	96,5	2,5	0	,00	,87	0,03	I	peridot.	Dunit	*S.* 7

3. Antigoriodecke (inkl. Gesteine der Orsaliagneisserie).

472	46	5	2	47	.51	,46	0,51	IV	apl. gran. bis alk. apl.	Gneis aplitique saccharoide	*G.-H.* 240
453	45	11	7	37	,57	,40	0,63	IV	engad.	Gneis d'Antigorio tigré (wahrscheinl. Inj.-gn.) heller Anteil.	*G.-H.* 237

si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*T. s.*	*Magmen-typus*	*Gestein*	*Quelle*
418	32	8,5	22!	37,5	,43	,24	2,64	IIX	? (Rand des E.-R.)	Helle Varietät d. Antigoriogn.	*S.* 3
374	41	12	12,5	34,5	,40	,08	1,03	VI	yosemit.	Orsaliagneisserie (Tosataltypus)	*Bosco* No. 1
371	44	10	9	37	,56!	,23	0,93	V	trondj. bis engad.	Gneis d'Antig. granitoide.	*G.-H.* 247
356	40	21	7	32	,15!	,26	0,34	III	rapakiw.?	feink. grauer Biotitgneis	*St.* 24
348	46	20,5	9,5	24	,76!	,40	0,46	IV	rapakiw.	Zweiglimmergneis	*St.* 25
341	44	9,5	2,5	44	,33	,24	0,27	III	alk. gran.	Muskovitgneis	*St.* 18
339	44	22	4	30	,64	,55	0,20	II	rapakiw.	Gneis d'Antig. tigré (dunkler Anteil von si 453)	*G.-H.* 238
329	41	16	9	34	,39	,43	0,55	IV	trondj. bis engad.	Gneis blanc, sans biotite	*G.-H.* 248
334	43	13	7	37	,24!	,33	0,51	IV	trondj.	Gneis d'Antig. granitoide	*G.-H.* 249
309	38,5	18	17	26,5	,52	,29	0,94	V	grano-diorit	Antigoriogn. dunkle Variet.	*S.* 4
306	41	21	11	27	,37!	,43	0,52	IV	rapakiw.	idem.	*S.* 5
306	46	9,5	16	29,5	,42	,11	1,71	VII	?	typischer Antigoriogneis	*St.* 19
209	36,5	27,5	16	20	,29	,39	0,57	IV	opdal. bis quarzdiorit.	Orsaliagneis (Materotypus)	*Bosco* No. 3.
216	35,5	29	20	15,5	,58	,37	0,68	V	idem.	Orsaliagneis (Abart des Wandfluhhorntypus)	*Bosco* No. 2
190	26,5	38	23,5	12	,38	,52	0,60	IV	norm. dior. bis sommait diorit.	Orsaliagneis (Abart des Materotypus)	*Bosco* N. 4a
135	34,5	32	13	20,5	,41	,44	0,39	III	norm. monz.	Gneis micacée foncé, grain fin. schisteux	*G.-H.* 471
114	23	43	18	16	,45!	,48	0,42	III/IV	ther?	Intercal. micacée foncé à gr. fin.	*G.-H.* 470
112	24	39	16	21	,60	,43	0,42	III/IV	monz. bis yogoit.-monz.	idem.	*G.-H.* 478
97	15	54,5	22	8,5	,45	,67	0,40	III/IV	norm. gabbr. bis shonkonit	gabbroider Amphibolit.	*Bosco* No. 5
74	12	74,5	9	4,5	,22	,77	0,12	II	hornbl. peridot.	Hornblende-Peridotit	*P* 7
									4. Lebendundecke bzw. Verampiogneise.		
524!	47	12,5	6	34,5	,57	,45	0,48	IV	eng?	Gneis schisteux et finement ecailleux	*G.-H.* 251
477	46	6,5	7,5	40	,25!	,22	1,55	VII	apl. gr.	Meso-alkalifeldspatgneis	*G.-H.* 250

si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*T. s.*	*Magmen-typus*	*Gestein*	*Quelle*
402	44,5	12,5	6,5	36,5	,45	,41	0,53	IV	engad.	Verampiogranit	*S* 1
402	43	9,5	13	34,5	,43	,45	1,34	VI	?	Gneis schisteux passant au micaschiste (Inj.-gn. heller Anteil)	*G.-H.* 242
381	43,5	13	8,5	35	,53	,32	0,66	IV	engad.	Gneis schisteux	*G.-H.* 246
326	44,5	13	7,5	35	,49	,27	0,58	IV	engad.	heller Zweiglimmergneis	*St.* 16
263	34	31,5	8	26,5	,27	,48	0,25	II/III	natr. quarz syenit.?	Gneis schisteux et finement ecaill.	*G.-H.* 241
216	43,5	18	7	31,5	,72!	,49	0,39	III	gran. syen.	Gneis schisteux passant au micaschiste (Inj.-gn. dunkler Anteil)	*G.-H.* 243
154	37	25	13	25	,33!	,42.	0,52	IV	monz. syenit.	dunkler Biotitgneis	*St.* 17

Zur Bildungsgeschichte der Gesteine der Orsaliagneisserie.

Die Orthogesteine der Orsaliagneisserie — wie auch der tiefern Decken im allgemeinen — verdanken ihr heutiges Aussehen wahrscheinlich nicht einem nur einmalig wirkenden Vorgang. Sie dürften vielmehr im Laufe ihres Entstehens verschiedene Male umgeprägt worden sein, sie sind als polymetamorph zu betrachten. Da die Erforschung dieser mutmasslich äusserst komplizierten Entwicklungsgeschichte nicht im Rahmen und Ziel dieser Arbeit liegt, bescheiden wir uns mit dem Versuch, über die Ursprungsgesteine einige Klarheit zu erlangen.

In Textur, Struktur, Mineralbestand und Chemismus zeigt ein grosser Teil der Gesteine Merkmale umgewandelter Eruptivgesteine; daneben finden sich aber auch Gesteine mit Kennzeichen, die für Migmatite charakteristisch sind. Diese enge Verknüpfung von Eruptivgesteinstypen und Mischgesteinstypen lässt vermuten, dass bei der Herausbildung dieser Gesteine die Einschmelzung von Sedimenten eine wesentliche Rolle spielte (vgl. pag. 85). Dafür spricht nicht nur, dass der Mechanismus derartiger Assimilationsvorgänge — der durch Aufblätterung der Sedimente, Injektion, Schmelzung und Diffusion gegeben ist — zu Produkten führt, die teils gebänderte, lagige und schlierige, teils homogene Texturen besitzen, sondern auch die wahrscheinlich im Gefolge der Stoffzufuhr stehenden Verschiebungen im Chemismus und Differenziationsverlauf der einschmelzenden Gesteine. Diese Verschiebungen scheinen sich teilweise im Rahmen der von A. Daly (*2*) entwickelten

synthektischen Hypothese der Differenziation abgespielt zu haben, wonach im Differenziationsverlauf kalkalkaligranitischer und dioritischer Gesteine durch die Assimilation kalkiger Gesteine eine Änderung in der Richtung der Differenziation von Alkaligesteinen erfolgte.

Wir stellen uns demnach die Bildung der verschiedenen Gesteine der Orsaliagneisserie unter Berücksichtigung der geologischen, lithologischen und chemischen Faktoren folgendermassen vor:

a) Orthogesteine und Migmatite mit vorherrschendem Eruptivanteil: Sie umfassen die flasrigen Biotitalkalifeldspatgneise vom Wandfluhhorn-Strahlbann- und Tosataltypus, sowie die Massen der aplitischen Gesteine (Aplitgneise und Aplite), letztere z. T. eventuell als Nachschübe zu betrachten. Hieher dürften auch einige in den randlichen Zonen der Serie sich einstellende, kleinkörnige Zweiglimmeralkalifeldspatgneise zu zählen sein.

b) Migmatite. Ihre Mannigfaltigkeit wird durch folgende Momente bestimmt:

1. Wechselndes quantitatives Verhältnis der beiden in Mischung tretenden Komponentgesteine. Ihre Abtrennung nach beiden Seiten ist naturgemäss keine scharfe.

2. Unterschiede in der stofflichen Zusammensetzung der assimilierten Sedimente.

3. Wechselnde Intensität der Vermengung des sedimentären und eruptiven Anteils, wonach sich homogene und inhomogene Migmatite unterscheiden lassen.

Die homogenen Migmatite besitzen völlig den äussern Habitus von Orthogesteinen. Sie sind als eigentliche endomorphe Assimilationsfazies zu betrachten. Unter Berücksichtigung von 1) und 2) leitet ihr magmatisches Edukt bei wesentlich kalkiger Substanzzufuhr vom granitischen Edukt der flasrigen Biotitalkalifeldspatgneise ohne scharfe Grenze zu Quarzdioriten und Gabbros über, die sich durch Ausgleichungsdifferenziation zwischen Eruptivgestein und assimiliertem Material entwickeln. Ihre regionalmetamorphen Produkte liegen in den epidotreichen, gelegentlich Hornblende führenden Biotitoligoklasgneisen und den dioritischen bis gabbroiden Amphiboliten vor.

Die reiche Entwicklung der Glimmer in den Zweiglimmeralkalifeldspatgneisen, die im östlichen Teil der Bombognokette die Hauptgesteinsart bilden, mag durch die Zufuhr mehr tonigen Materials bedingt sein. Der Charakter einer endomorphen Kontaktfazies

dürfte vielleicht auch den granulitartigen Muskovitalkalifeldspatgneisen zukommen.

Die inhomogenen Migmatite lassen neben einem völlig gneissigen, meist hochgradig metamorphosierten Anteil, dessen Paranatur sich z. T. durch texturelle (schichtige Palimpsesttextur), z. T. durch mineralogische (braunroter Biotit) Merkmale verrät, injizierte Lagen und Adern von aplitischem Material erkennen.

c) Paragesteine. Die Paragesteine entpsrechen im wesentlichen regionalmetamorphen Umwandlungsprodukten eines mehr oder minder sandigen, mergeligen Sediments. In einzelnen Typen scheint sich eine Durchtränkung mit eruptiven Lösungen in höherer Kristallinität, in der Bildung knotenartig hervortretender, siebstruierter Plagioklasporphyroblasten und im reichlichen Auftreten zopfartig verflochtener, äusserst frischer braunroter bis violettbrauner Biotite zu manifestieren.

Im Anschluss an diese Darlegungen über die mutmassliche Natur der Ursprungsgesteine der Orsaliagneisserie sei daran erinnert, dass U. Grubenmann (*22*) und G. Klemm (*35*, *36*) zu ganz ähnlichen Ansichten über die genetischen Verhältnisse der sog. Orthogneise der Tessineralpen gelangen. G. Klemm (l. c.) fordert sogar — in Übereinstimmung mit der von A. Rothpletz (*55*), H. Arndt (*9*), M. Consalves (*21*) u. a. vertretenen Auffassung, dass der hochgradig metamorphe Zustand der die Orthogesteine begleitenden mesozoischen Schiefer nicht der Auswirkung einer dynamischen Durchbewegung (Dislokationsmetamorphose) oder Versenkung des Substrats in grosse Erdtiefen (Regionalmetamorphose) entspreche, sondern ein exomorphes Kontaktphänomen bilde — ein posttriassisches Alter der Orthogneise des Simplon-Tessingebietes. Zur Altersfrage hat H. Preiswerk in lit. *49* Stellung genommen, wobei er, wie dies neuere Untersuchungen anderer Forscher (Jenny, Frischknecht, Kopp, Bossard) bestätigt haben, zu einer Ablehnung des posttriassischen Alters der Orthogneise gelangt.

Da im Untersuchungsgebiet sichere Anhaltspunkte für eine posttriassische Intrusion der Orthogesteine nicht vorliegen, und meines Erachtens für die Gesteine der tieferen Decken im Gebiet der Tosakulmination im Verlauf der wechselvollen geologischen Geschichte durch Versenkung in grosse Tiefen die Bedingungen zur Aufschmelzung und Einschmelzung der Hüllgesteine sowohl in prätriassischer als auch in posttriassischer Zeit gegeben sein mochten, müssen wir die Frage nach dem geologischen Zeitpunkt dieser Einschmelzung offen lassen.

Einzelbesprechung der wichtigsten Gesteine der Orsaliagneisserie.

Die flasrigen, hellen und dunklen Biotitalkalifeldspatgneise (Tosataltypus und Wandfluhhorn-Strahlbanntypus).

Die Verbreitung der flasrig- bis verworrenschiefrigen Biotitalkalifeldspatgneise ist im wesentlichen auf die Region nördlich der Valle di Bosco beschränkt. Es sind grobgebankte, vorwiegend mittelkörnige Gneise, die das Hauptgestein im Gebiet, das sich vom Tosatal nach E bis in die Gegend der Alpe Wolfstaffel und Pizzo Orsalia hinzieht, bilden. Zufolge ihrer geringen Variabilität im Habitus erteilen diese Gneise der Serie in diesem nordwestlichen Faziesbezirk einen recht uniformen Charakter, der sich allerdings mit der Annäherung an die Bombognoserie verliert, indem sich zu den flasrigen Biotitalkalifeldspatgneisen feinkörnige Zweiglimmergneise, Biotitoligoklasgneise bis -schiefer und Aplitgneise — wie sie im allgemeinen für die Bombognoserie charakteristisch sind — gesellen.

Die flasrigen Biotitalkalifeldspatgneise entsprechen lithologisch noch völlig dem von verschiedenen Autoren (*9*, *19*, *21*, *50*, *62*) mehr oder minder eingehend beschriebenen Antigoriogneis.

Nach der Verbreitung, Farbe und den Mengenverhältnissen der wesentlichen Gemengteile können bei den flasrigen Biotitalkalifeldspatgneisen zwei Varietäten unterschieden werden.

Helle, quarzreiche, glimmerarme Gneise, welche die sauerste Abart (vgl. Tabelle 2, Analyse No. 1) dieser Gesteine repräsentieren, sind auf der Ostseite des Tosatales besonders verbreitet zu treffen. Es sind mittelkörnige Gesteine auf deren Längs- und Querbruch der zu fetzigen Häuten aggregierte, feinschuppige, grünlich- bis bräunlichschwarze Biotit flachlinsig ausgezogene Streifen und Lagen oder knollig anschwellende Flasern von milchig-weissem Kalifeldspat oder einem innigen Gemenge von blassviolettem Quarz und Feldspaten umsäumt.

U. d. M. zeigen die Gesteine den folgenden Mineralbestand:

Quarz (4)[1]), z. T. myrmekitisch; perthitischer Kalifeldspat (2), oft mit verschwommener Zwillingsgitterung; Mikroklin dagegen nur untergeordnet. Saurer bis basischer Oligoklas (2), z. T. mit Lamellen von Kalifeldspat. Olivgrüner Biotit (1,5), teilweise in Chlorit umgewandelt, sowie Klinozoisit und Epidot mit Orthit-

[1]) Die Zahlen geben den auf die Summe 10 bezogenen, im Schliffbild geschätzten, quantitativen Bestand der betreffenden Gemengteile an.

kernen (0,5). Apatit ist spärlich, Zirkon sehr spärlich entwickelt, Titanit dagegen ziemlich reichlich. Ausserdem finden sich die Erze Magnetit, Hämatit und Limonit.

Die dunkleren Biotitalkalifeldspatgneise vom Wandfluhhorn-Strahlbanntypus führen meist einen etwas basischeren Plagioklas und zeigen u. d. M. im Mineralbestand die folgenden Mengenverhältnisse:

Quarz (2), Kalifeldspat, wie oben (3—2), basischer Oligoklas (2—2,5), olivgrüner Biotit, z. T. chloritisiert (2—2,5), Epidot, Klinozoisit und Orthit (ca. 1), Titanit, Apatit, Zirkon und Erze. Analyse No. 2 (Tabelle 2) gibt die chemische Zusammensetzung einer besonders plagioklasreichen, durch nahezu massige Textur ausgezeichneten Abart dieses Typus.

Die mittelkörnigen, dioritisch bis gabbroiden Amphibolite.

Amphibolite mit Orthocharakter treten in der Orsaliagneisserie innerhalb des Untersuchungsgebietes nur in einer, unmittelbar westlich der Hütten von Wolfstaffel gelegenen Zone auf. Dagegen sind ausserhalb der Region von Bosco verschiedene Vorkommen analoger Gesteine bekannt geworden, die ebenfalls an mehr oder minder randliche Zonen der Antigoriogneismasse gebunden sind. So erwähnen C. Schmidt und H. Preiswerk (*62*, 9) das Auftreten amphibolitischer Gesteine in den Antigoriogneisen östlich Pommat, „die als basische Spaltungsprodukte des Antigoriogneises von dioritischem, gabbroidem und peridotitischem Charakter aufzufassen sind". H. Preiswerk (*50*, 65) hat verschiedene Lager basischer bis ultrabasischer Gesteine der Antigoriogneismassen in einer von den Alpen Crosa und Soveneda über die Alpe Oglie nach dem Pizzo di Sologna verlaufenden Zone aufgefunden und beschrieben, die einerseits dadurch eine besondere Erwähnung verdienen, dass in einigen ultrabasischen Varietäten (Amphibolperidotite, Harzburgite) primäre Erstarrungsstrukturen erhalten geblieben sind und anderseits dadurch, dass die Amphibolite von Wolfstaffel in ihrer südlichen Fortsetzung liegen.

Die Amphibolite von Wolfstaffel-Hirli, deren chemische Zusammensetzung aus Analyse No. 5 hervorgeht, sind den flasrigen Biotitalkalifeldspatgneisen konkordant eingeschaltet. Die granoblastisch bis grob-nematoblastisch struierten Gesteine sind durch folgenden Mineralbestand charakterisiert:

Blaugrüne Hornblende (3—4); sepiabrauner, sehr frischer Biotit (2—2,5); Oligoklas bis Andesin (3—1,5), Epidot, Klinozoisit

und Zoisit (ungefähr 1,5); Quarz (0,5). Ausserdem Titanit und Rutil, sowie auffallenderweise nur spärlich entwickelte Erze.

Die klein- bis feinkörnigen Biotitoligoklasgneise (Materotypus).

Die klein- bis feinkörnigen, oft lagigen sehr epidotreichen Biotitoligoklasgneise spielen im westlichen Faziesbezirk, wo sie mitunter mit den Biotitalkalifeldspatgneisen in Wechsellagerung treten, nur eine untergeordnete Rolle. Sie bilden dagegen die Hauptgesteinsart der Serie im Gebiet, das sich von Wolfstaffel und Torli nach E weit über die Grenzen des Untersuchungsgebietes hinaus in die Gneismassen des Maggiatales — aus denen E. Gutzwiller (*26*) ganz analoge Gesteinstypen (Epidot und Klinozoisit führende Biotitgneise von Riveo-Visletto und Cevio) beschrieben hat — erstreckt. Sie nehmen auch Anteil am Aufbau der Bombognokette und der beiden Talflanken der Valle di Campo.

Die Ablösung der westlichen Fazies durch die östliche erfolgt in der Gegend von Wolfstaffel-Torli durch eine Zone intensiver Wechsellagerung der Hauptgesteinstypen (Wandfluhhorn-Strahlbanntypus und Materotypus) der beiden Faziesbezirke.

Mit den Biotitalkalifeldspatgneisen sind die Biotitoligoklasgneise durch Übergangsglieder verbunden. Im allgemeinen ist im Vergleich mit den Biotitalkalifeldspatgneisen eine weit grössere Mannigfaltigkeit der Texturen (kleinflasrige, lagige, gebänderte, schlierige Texturen), der Strukturen (granoblastische bis lepidoblastische, porphyroblastische bis poikiloblastische Gefügebilder) und des Mineralbestandes feststellbar, und zwar können nach dem letzteren Hornblende freie und Hornblende führende Varietäten unterschieden werden.

In den weitaus vorherrschend entwickelten Hornblende freien Varietäten (Analyse No. 3) zeigt sich das folgende Mengenverhältnis der Gemengteile:

Basischer Oligoklas bis Andesin, mit antiperthitischem Kalifeldspat (4); sehr frischer, olivgrüner Biotit (2); Quarz, Myrmekit fehlt ganz, dagegen „Tropfenquarz"bildungen verbreitet (2), Epidot, Klinozoisit und Orthit (1,5), Titanit (0,5), Magnetit und Pyrit.

Die nur sporadisch auftretenden, ebenfalls epidotreichen, Hornblende führenden Biotitoligoklasgneise sind ganz feldspatfrei. Hieher gehörige Varietäten vom Wolfstaffel besitzen einen auffallend hohen Gehalt an Kalzit, dessen Anwesenheit — wie bereits pag. 93 bemerkt wurde — wahrscheinlich durch Infiltration

zu erklären ist. Die Ausmessung dieser Varietät im Dünnschliff mittels Netzokular ergab folgenden, prozentual ausgedrückten, quantitativen Mineralbestand:

Biotit 31,31, Quarz 21,21, Oligoklas 17,39, Hornblende 8,30, Kalzit 10,20, Pistazit 9,68, Chlorit 0,48, Titanit 0,27, Zirkon 0,87, Apatit 0,16, Fe-Erze (als Magnetit) 0,32.

Die Zweiglimmeralkalifeldspatgneise.

Die gesonderte kartographische Darstellung der meist sehr quarzreichen Zweiglimmeralkalifeldspatgneise wird zufolge der engen, durch vielfache Wechsellagerung gegebene Verknüpfung dieser Gesteine mit den Biotitoligoklasgneisen verunmöglicht. Das Hauptverbreitungsgebiet dieser hellgrauen bis graubraunen, klein- bis feinkörnigen, gefältelten oder mehr oder minder ausgeprägt kristallisationsschiefrigen Gneise liegt im östlichen Teil der Bombognokette (Alpe Pian Croscio, Alpe Anditschei, Pkt. 1950 m).

Bei sehr starker Verschieferung, Verfältelung und zunehmender Kleinkörnigkeit erscheint im äussern Habitus der Orthocharakter mehr und mehr verwischt, doch zeigen sich u. d. M. im Mineralbestand (olivgrüner Biotit, Mikroklin-Orthoklas) und einzelnen Struktureigenheiten (antiperthitischer Oligoklas, siebstruierte Plagioklase) noch manche Züge, die an die Gesteine mit Orthohabitus erinnern und sie mit ihnen verbinden.

U. d. M. erweisen sich die Zweiglimmeralkalifeldspatgneise aus folgenden Komponenten zusammengesetzt:

Quarz, oft linsig-schlierig oder aderförmig angereichert, Myrmekit spärlich (4). Kalifeldspat und Albit bis Oligoklas (2,5) Oligoklas (1), Muskovit (2), olivgrüner Biotit (0,5) ausserdem in meist sehr untergeordneten Mengen Chlorit, Titanit, Epidot, Klinozoisit (sehr spärlich), Zirkon, Apatit, Pyrit und Limonit.

Die granulitartigen Muskovitalkalifeldspatgneise.

Die granulitartigen Muskovitalkalifeldspatgneise nehmen am Aufbau der Serie nur untergeordneten Anteil, weshalb auf der geologischen Karte (Tafel I) auf ihre Ausscheidung verzichtet wurde. In ihrem Auftreten sind sie auf den östlichen Faziesbezirk beschränkt, wo sie z. T. mit den Zweiglimmeralkalifeldspatgneisen vergesellschaftet sind (Pian Lieno, westlich Cerentino), z. T. aber auch die Biotitoligoklasgneise gegen mutmasslich ältere Paragesteine abgrenzen (Tidi-Zucchero). Da — nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. H. Preiswerk — derartige Gesteine

auch im nördlichen und östlichen Tessin in analoger geologischer Position wie die Vorkommen von Tidi-Zucchero, d. h. an die Grenzzonen von Orthogesteinen an ältere Paragesteine gebunden, getroffen werden, halte ich die pag. 105 gegebene Deutung ihrer Genese für wahrscheinlich.

Die hellen, feinkörnigen, meist nahezu massigen Gesteine lassen u. d. M. einen qualitativ uniformen, quantitativ dagegen höchst wechselvollen Mineralbestand erkennen:

Albit bis Oligoklasalbit (7—2), Kalifeldspat (1—3,5), Quarz (1,5—4), Muskovit (0,5). Überdies Chlorit, Biotit (spärlich), Granat, der auch makroskopisch erkennbar, Apatit, Zirkon, Pyrit und Limonit.

Aplite und Aplitgneise.

Durch die ganze Serie tritt ein lagiger Wechsel der Hauptgesteinstypen mit aplitischen Gesteinen in Erscheinung, der in einer von Collinasca nach Corte antico und Torli verfolgbaren Zone ein Maximum erreicht (besonders schön in der engen Klamm der Rovana unterhalb Collinasca von der Strasse Linescio-Collinasca aus sichtbar). Die Mächtigkeit dieser aplitischen Lagen und Bänder schwankt von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Dezimetern. Sie bestehen aus lagig-schiefrigen bis fast richtungslos gefügten, oft äusserst feinkörnigen Gesteinen, in deren Mineralbestand Kalifeldspat, Quarz (z. T. myrmekitisch), basischer Oligoklas bis Oligoklasalbit als Hauptgemengteile auftreten, zu denen sich untergeordnete Mengen von Biotit und Muskovit, sowie — noch spärlicher — Chlorit, Hämatit, Magnetit, Zirkon, Apatit, Rutil und gelegentlich auch Granat gesellen.

Nicht selten ist im Mineralbestand eine deutliche Abhängigkeit vom Nebengestein zu erkennen, so herrschen in den aplitischen Lagen der Biotitoligoklasgneise die Kalknatronfeldspate gegenüber den Kalifeldspaten vor, während sich in den Alkalifeldspatgneisen das Verhältnis umkehrt.

Die Paragesteine der Orsaliagneisserie.

Paragesteine, die wir zur Orsaliagneisserie zählen, treten im Untersuchungsgebiet nur in der relativ schmalen Zone auf, die sich von Collinasca durch den Berghang östlich Camanoglio bis unterhalb Corte antico verfolgen lässt. Diese Paragesteine sind durch violett- oder graubraune, klein- bis feinkörnige, eben- bis flasrig-schiefrige Biotitplagioklasgneise, helle Zweiglimmerschiefer und Biotitamphibolite vertreten, die mit den Lagen- und Bänder-

gneisen, den Hauptgesteinsvarietäten dieser Gegend durch repetierte Wechsellagerung eng verschweisst erscheinen.

In den Paragneisen und Glimmerschiefern treten die folgenden Mineralien in wechselnden Mengen auf:

Quarz, oft in Schichten und Linsen angereichert (5,5—3,5), Oligoklasalbit bis basischer Oligoklas (0,5 –2,5), rotbrauner Biotit 1,5 –3), Muskovit (2 –0,5), Granat (bis 0,5), Chlorit, Zoisit, Zirkon, Magnetit und Pyrit.

Nach diesem Mineralbestand dürften diese vollkristallinen, zur Hauptsache wohl regionalmetamorphen Gesteine von eisenreichen, stark sandigen und mehr oder weniger tonigen Mergeln abzuleiten sein. In bezug auf ihre Entstehung mag hervorgehoben werden, dass in einzelnen Abarten eigenartig knotig hervortretende Plagioklasporphyroblasten und die besonders reichliche Entwicklung zopfartig verflochtener, ausnehmend frischer Biotite auch eine kontaktliche Beeinflussung unter Stoffzufuhr (Feldspatisation und Biotitisierung) anzudeuten scheinen.

In den graugrünen, wenig geschieferten, dicht filzig texturierten Amphiboliten stellen wir u. d. M. folgenden Mineralbestand fest:

Gelbgrüne Hornblende (5), Andesin (4), Granat und Biotit (1). Dazu treten noch Klinozoisit, Epidot, Zoisit, Chlorit, Rutil, Magnetit, Pyrit und Limonit.

Für die Paranatur dieser Amphibolite scheint — neben der engen Verknüpfung mit den oben beschriebenen Paragesteinen — vor allem der schichtige Wechsel Granat freier und Granat führender Lagen zu sprechen.

Im Zusammenhang mit diesen Paragesteinseinlagerungen der Orsaliagneisserie sei an die von E. Gutzwiller (*24*, 23 u. ff.) beschriebenen, wenig mächtigen Sedimentgneise, Glimmerschiefer und Amphibolite von Riveo-Visletto erinnert, die ein analoges Vorkommen von regionalmetamorphen Paraeinlagerungen in den lagigen und flasrigen Biotitoligoklas- bis Alkalifeldspatgneisen von Cevio bilden. Bemerkenswert ist, dass sich die Glimmerschiefer oft durch eine reichliche Disthenführung auszeichnen; es scheint somit ein etwas tonerdereicheres Substrat als in den Paragesteinen der Zone Collinasca-Corte antico vorgelegen zu haben.

Ebenso macht H. Preiswerk (*50*) verschiedene schmale, nicht tektonisch eingelagerte Zonen mit Paragesteinen in der Antigoriomasse namhaft.

2. Die Gesteine der Bombognoserie.

Bei den Neuaufnahmen erwies es sich als zweckmässig, die Zone feinkörniger, gebänderter Lagengneise, die sich im Gebiet des Bombogno, auf beiden Flanken der Valle di Bosco, am Marchenspitz und auf der Westseite des Grenzkammes gegen das Tosatal zwischen die Orsaliagneisserie und die von dieser umgürteten Boscoserie einschaltet als Bombognoserie (Bombogno syn. Mittagshorn = Hauptgipfel [2335 m] der Bergkette zwischen Campotal und Valle di Bosco) von der Hauptmasse der Orsaliagneisserie abzugliedern. Allerdings ist die Abtrennung der beiden Serien keine scharfe, da die Serien durch Übergänge miteinander verbunden sind (vgl. pag. 108).

Der Bombognoserie muss im allgemeinen der Charakter einer mechanisch sehr stark beanspruchten, randlichen Differenziations- und Mischzone der Orsaliagneisserie zugesprochen werden, wobei ihre Gesteine weniger hinsichtlich des qualitativen und quantitativen Mineralbestandes, als in bezug auf den durch Texturen und Strukturen bedingten äussern Habitus unterschieden sind (Dünnplattigkeit, feineres Korn, erhöhte Schiefrigkeit, vorherrschend lagige, streifige und gebänderte Gesteine, ausgeprägte Trümmerstrukturen und unfrisches Aussehen).

Sehr schwierig, ja unmöglich erscheint eine gesicherte Bestimmung der Natur der Ausgangsgesteine (Orthogesteine, Injektions- und Mischgesteine, detritische Gesteine, z. B. Arkosen), da eine intensive Ummineralisation und Umkristallisation, die sich unter gerichteter mechanischer Beanspruchung und Durcharbeitung in der Mesozone vollzog und in der Epizone von weitern in Mineralbestand, Struktur und Textur destruktiv eingreifenden Beeinflussungen gefolgt war (mechanische Zertrümmerung, Serizitisierung der Feldspate) oft zur gänzlichen Verwischung ursprünglicher Texturen, Strukturen und Mineralbestände geführt haben.

Die makroskopisch vorherrschend als feinkörnige, gebänderte Lagen- und Streifengneise ausgebildeten Gesteine der Bombognoserie können nach dem Mineralbestand in folgende Arten gegliedert werden:

Helle und dunkle, dünnschiefrige, meist etwas lagige, gelegentlich auch verwischt streifige Zweiglimmeralkalifeldspatgneise. Die mehr oder minder unfrischen Gesteine sind in der Serie weit verbreitet. Nach ihrem Mineralbestand, der aus Quarz (5—4), Kalifeldspat (2—3), Oligoklas (1—1,5), Muskovit (1,5—1) und Biotit (0,5), sowie den Nebengemengteilen und Akzessorien: Chlorit, Epidot und Klinozoisit (spärlich), Zir-

kon, Apatit, Magnetit und Limonit besteht, dürften sie zur Hauptsache stark ausgewalzten Abarten der Glimmeralkalifeldspatgneise der Orsaliagneisserie entsprechen, für welchen Zusammenhang auch das Wiederauftreten der antiperthitischen Oligoklase, wie auch der olivgrünen Biotite zu sprechen scheint.

Helle, plattige Muskovitalkalifeldspatgneise und glimmerarme Alkalifeldspatgneise (= Aplitgneise). Ihr Mineralbestand setzt sich aus Quarz (3—5), Kalifeldspat, z. T. mikroperthitisch und Mikroklin (5—3), Albit (1,5), Muskovit und Biotit (0,5), Granat, Rutil, Chlorit, Epidot, Zirkon und limonitischen Fe-Erzen zusammen.

Mit diesem Mineralbestand schliessen sie unmittelbar an die Zweiglimmeralkalifeldspatgneise an, deren sauerste Differenziate sie darstellen dürften. Sie spielen im Gesteinsbestand der Serie eine grosse Rolle und erteilen ihr im Verein mit epidotreichen Biotitoligoklasgneisen bis -schiefern — mit denen sie als wechselnd mächtige Bänke und Lagen durch scharfe Wechsellagerung aufs engste verknüpft sind, den ausgeprägten Charakter einer Differenziations- und Mischzone.

Dunkelgraue, epidotreiche Biotitoligoklasgneise bis -schiefer. Die ebenschiefrigen oder dünnlagigen Gesteine stimmen in ihrem Mineralbestand, sowohl hinsichtlich der Menge als auch in der Art der Komponenten gut mit den Biotitoligoklasgneisen der Orsaliagneisserie überein, während sich im äussern Habitus und in den von Trümmerstrukturen beherrschten Gefügebildern meist sehr starke Abweichungen geltend machen.

Immerhin scheint mir ein Zusammenhang mit den Biotitoligoklasgneisen möglich, so dass wir die Gesteine der Bombognoserie in ihrer Gesamtheit als einer vorherrschend texturell und strukturell veränderten Fazies der Orsaliagneisserie angehörig betrachten dürfen.

3. Die Gesteine der Boscoserie.

Zur Boscoserie fassen wir die bunte Reihe von Gneisen, Glimmerschiefern, Hornblendegesteinen und metamorphen Peridotiten zusammen, welche in der westlichen Hälfte des auf der geologischen Kartenskizze dargestellten Gebietes (Tafel I) in Begleitung von mesozoischen Schiefern auftreten und die von den Gesteinen der Orsaliagneisserie, bzw. deren Randzone, der Bombognoserie, umrandet erscheinen.

Das Gesamtbild der äusserst komplex zusammengesetzten Serie — die in ihrer petrographischen Zusammensetzung eine grosse Übereinstimmung sowohl mit der Berisalzone, als auch mit den Val-

grandegneisen, einer Abzweigung der Lebendungneiszone aufweist — wird durch regen Gesteinswechsel in lateraler und mehrfache Wiederholung einzelner Schichtglieder in vertikaler Richtung beherrscht.

Die Ansichten über die Stellung einzelner Schichtglieder, wie auch der ganzen Serie innerhalb der geologischen Zeitskala sind bei den verschiedenen in der Umgebung von Bosco kartographisch tätig gewesenen Autoren geteilt. Nach dem Vergleich der Paragesteine der Boscoserie mit begleitenden, aus ähnlichem Substrat hervorgegangenen mesozoischen Schiefern — der in der Regel eine höhere Kristallinität der ersteren erkennen lässt — scheint mir die von C. Schmidt und H. Preiswerk (*62*) vertretene Auffassung, dass sie samt den Hornblendegesteinen vom Mesozoikum abzugliedern und den prätriassischen Gesteinsfolgen zuzuzählen seien, die berechtigste zu sein.

In den lepontinischen Alpen konnte der heterogene Komplex der vormesozoischen, kristallinen Schiefer nur an vereinzelten, oft durch weite Räume voneinander getrennte Stellen stratigraphisch gegliedert werden.

Im Gebiet von Visp bis zum Simplonpass treten zwischen den Berisalgneisen, die von H. Gerlach (*20*, 86) als Casannaschiefer bezeichnet werden, und den mesozoischen Schiefern Graphit und Anthrazit führende, quarzitische Schiefer auf, für die von C. Schmidt und H. Preiswerk (*62*, 17) karbonisches Alter postuliert wurde. Spätere Untersuchungen von A. Werenfels (*69*) bestätigen diese Ansicht. Die Graphit führenden Schiefer finden sich aber nicht nur an der Grenze der Berisalgneise gegen das Mesozoikum, sondern auch inmitten der Casannaschiefer (Berisalgneise), woraus sich für einen Teil der Casannaschiefer des Simplongebietes ein karbonisches Alter ergibt. Damit ist aber die Beteiligung präkarbonischer Paragneise am Aufbau der Casannaschiefer nicht ausgeschlossen, nur war es nicht möglich, sie tektonisch oder petrographisch von der Hauptmasse der karbonischen zu trennen (*69*, 99).

Die Kohle führenden Einlagerungen oder Karbon indizierenden Gesteine finden für das Simplongebiet am Simplonpass ihr östliches Ende (*62*, 17) und setzen erst wieder im Tessintal ein (*50*, 56; *15*, 507), wodurch für die zwischenliegende Region — und damit auch für unser Untersuchungsgebiet — die Möglichkeit einer stratigraphischen Gliederung wieder unterbunden wird.

Ausser diesen vermutlich karbonischen Bildungen schalten sich an einigen Stellen der lepontinischen Alpen (Val Piora *40*, 9; Molaregebiet *15*, 507; Campo lungo *50*, 55; Cavagnoligletscher

50, 49 und 56 und im Vispertal *69*, 101) zwischen die karbonatischen Triasgesteine und das prätriassische Grundgebirge noch andere quarzreiche, metamorphosierte Produkte grob- bis feinklastischer Sedimente in Form von Konglomeraten, quarzreichen Arkosen, Quarziten und Glimmerschiefern ein. Sie bilden zum Teil den Detritus benachbarter prätriassischer Gesteinskörper und dürften teils untertriassisches (aeq. Buntsandstein), teils aber noch permokarbonisches Alter besitzen (*50* und *69*). (Vgl. auch H. Jenny: *32*, 507/8.)

Die mannigfaltigen, am Aufbau der Boscoserie beteiligten Gesteinstypen können folgenden, petrographisch ziemlich scharf voneinander abtrennbaren (auf der geologischen Kartenskizze durch gesonderte Signaturen voneinander unterschiedenen) Gruppen eingereiht werden:

a) Glimmerschiefer und Gneise, die nach ihrem Mineralbestand meist sicher als Paragesteine charakterisiert sind.

b) Mehr oder weniger homogene Gneismassen (Zweiglimmerlagengneise und -stengelgneise), in denen Orthogesteine vorzuliegen scheinen.

c) Hornblende führende Schiefer und Gneise, bzw. Amphibolite.

d) Metamorphe Hornblendite und metamorphe Peridotite, die als Olivin-, Talk- und Serpentingesteine (Giltstein) den Hornblende führenden Gesteinen linsenförmig eingelagert sind.

a) Paragesteine nehmen — im Unterschied zur Orsaliagneisserie und Bombognoserie — am Aufbau der Boscoserie ganz wesentlichen Anteil. Sie sind durch Gesteine vertreten, die in der Hauptsache als die Derivate von quarzreichen, z. T. sehr eisenschüssigen tonigen und tonig-mergeligen Sedimenten zu betrachten sind, und deren Umwandlung in Glimmerschiefer und Tonerdesilikatgneise in obern Zonen der mittleren Tiefenstufe erfolgte.

Die Paragesteine der Boscoserie erscheinen im Untersuchungsgebiet auf drei durch zwischengeschaltetes Mesozoikum und eingelagerte Orthogneismassen voneinander getrennte Verbreitungsbezirke (Quadrellapass — schwarzer Brunnen — Überab, Grossalp und Bann-Rütenen) verteilt. Zur kartographischen Darstellung ist zu bemerken, dass in den von zahllosen Quarzlagen und -linsen durchzogenen Paragesteinskomplexen ein reger, lagiger Wechsel die gesonderte Kartierung der verschiedenen Gesteinsarten und -abarten verunmöglicht. Dagegen sind auf der Karte Gebiete, in denen sich die Gesteine durch besonders reichliche Führung schichtweise porphyroblastisch entwickelter Granate bzw. Staurolithe auszeichnen durch besondere, nicht scharf abgegrenzte Signa-

turen hervorgehoben worden. Eine eigene Signatur wurde auch den an die randlichen Zonen der mittelkörnigen Zweiglimmerlagen- und -stengelgneise vom schwarzen Brunnen gebundenen Muskovitalbitgneise bis -schiefer zuteil, deren Auftreten ev. in genetischer Beziehung zu den Bat Nallgneisen (pag. 117) stehen dürfte (exomorphe Kontaktgesteine).

Die als Zweiglimmerschiefer und Staurolithglimmerschiefer ausgebildeten Glimmerschiefer besitzen ihr Hauptverbreitungsgebiet im Grossalpbezirk. Es sind helle, violettgrau bis braun und weiss gesprenkelte, fein- bis kleinkörnige oder blättrige Gesteine, denen ebenschiefrige oder knollig-flasrige, lokal auch gefältelte oder gestreckte Texturen zu eigen sind. Als in den Mengenverhältnissen und in der Kombination stark wechselnde Hauptgemengteile treten Quarz, Muskovit, rotbrauner Biotit, Staurolith und Granat auf, die nicht selten durch porphyroblastische Entwicklung besonders deutlich hervortreten. Teils ständig, teils sporadisch auftretender Plagioklas (Oligoklas-Andesin), Chlorit, Klinozoisit, Turmalin, Disthen, Rutil, Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, Pyrit, Limonit und Graphit vervollständigen als Neben- und Übergemengteile den Mineralbestand.

Es erscheint fraglich, ob das Auftreten des Turmalins in den Paragesteinen mit den eingelagerten Orthogneismassen in Verbindung zu bringen ist, da Turmalin in der ganzen lepontinischen Region in analoger Ausbildung (ditrigonale, zonar struierte Prismen) und sporadischer, d. h. an keine bestimmte geologische Zonen gebundener Verteilung auch in triassischen und posttriassischen Gesteinen getroffen wird. Es könnte daher sehr wohl auch eine jüngere, regionale, pneumatolytische Durchtränkung des gesamten, paläozoische und mesozoische Gesteine umfassenden Schichtkomplexes für die Entstehung des Turmalins haftbar gemacht werden, sofern nicht gar an eine Neubildung des Turmalins aus klastischem Material ohne jegliche pneumatolytische Beeinflussung gedacht werden muss, wie dies von L. Krige (*40*, 67) und L. Bossard (*15*, 510) für die Turmalinbildung in den mesozoischen Gesteinen ihrer Untersuchungsgebiete (Val Piora, Tessintal) angenommen wird.

Unter den Paragneisen stehen einige, in allen Paragesteinskomplexen sehr verbreitete Vertreter (Granatzweiglimmerplagioklasgneise, Granatmuskovitplagioklasgneise bis Granatmuskovitquarzite) den Granat führenden Zweiglimmerschiefern sehr nahe, da sie sich von diesen hauptsächlich nur hinsichtlich der reichlicheren Entwicklung der Plagioklase (Oligoklas-Andesin) und des stärkeren Zurücktretens der Glimmer unterscheiden. Dagegen

treten — in der Regel an bestimmte Zonen gebunden — auch einige Typen auf, die im äussern Habitus, wie auch im Mineralbestand starke Abweichungen von den Glimmerschiefern aufweisen. Es sind dies einerseits feinkörnige, braune, u. d. M. konstant Granat führende Biotitoligoklasgneise, die sich vor allem in den randlichen Partien der Paragesteinskomplexe in Annäherung an die Hornblendegesteine, mit denen sie auch häufig in dünnschichtige Wechsellagerung treten, einstellen und andererseits Kalifeldspat führende, glimmerreiche Muskovitalbitgneise bis -schiefer, welche die Hauptgesteinsart im Hangenden und Liegenden der Bat Nallorthogneiszone bilden.

b) Orthogesteine der Boscoserie. Als Orthogesteine sprechen wir vor allem die mittelkörnigen Zweiglimmerlagengneise und Stengelgneise an, welche der Serie an verschiedenen Stellen eingelagert sind und sich schon rein äusserlich durch eine gewisse Homogenität, gute, grobe Bankung, sowie durch das weitverbreitete Auftreten einer Augentextur von den Paragesteinen der Serie unterscheiden.

Diese Gesteine bilden einenteils grössere Komplexe im Gebiet Grossalp-Bosco — wo sie unter dem durch Erosion aufgerissenen mit 20—25 Grad SE bis E fallenden Paragesteinspaket des Grossalpbezirkes hervortreten — und in der Zone Bat Nall-schwarzer Brunnen, deren Auskeilen beim schwarzen Brunnen ein Verschmelzen der Paragesteinskomplexe von Grossalp und Quadrellapass nach E bedingt. Andernteils finden sie sich auch in kleinern Lagern in den Paragesteinsmassen der Grossalp und des Marchenspitz.

Hellgraue, parallel- bis flasrigschiefrige, häufig auch verworren gefältelte oder gestreckte Gesteine bilden die Hauptmasse dieser Gneise. Sie sind nach ihrem Mineralbestand den Zweiglimmeralkalifeldspatgneisen zuzuzählen und dürften von klein- bis feinkörnigen Graniten abzuleiten sein. Die u. d. M. granoblastische bis schwach lepidoplastische Struktur aufweisenden Gesteine sind durch folgenden Mineralbestand charakterisiert:

Quarz (4—5), Orthoklas (z. T. mikroperthitisch) und Mikroklin (4—3). Oligoklasalbit bis Oligoklas (1—1,5), Muskovit und Biotit (1—0,5), Chlorit, Zoisit, Zirkon, Apatit und Magnetit.

Gegen die ummantelnden Paragesteinsmassen stellen sich in den Orthogneiszonen biotitarme Alkalifeldspatgneise (Aplitgneise) ein, die in der Bat Nallgneiszone mit den Zweiglimmeralkalifeldspatgneisen einerseits und dunkeln Zweiglimmerplagioklasgneisen andrerseits in Wechsellagerung treten, in der Grossalp-Boscogneismasse dagegen eine homogene, randliche Differenziationszone von saurem Charakter bilden.

Diese hellen, vorwiegend klein- bis feinkörnigen, oft etwas lagigen Gesteine mit schuppig-schiefrigem oder gefälteltem Raumgefüge lassen u. d. M. bei vorherrschend granoblastischer Struktur den folgenden Mineralbestand erkennen:

Quarz (4—4,5), Albit, spärlich auch Myrmekit (2—3), Mikroklin und Orthoklas (3—2), Muskovit (1—0,5), Biotit (sehr spärlich), Chlorit, Granat, Zoisit, Turmalin, Apatit und Hämatit.

Die vorerwähnten Zweiglimmerplagioklasgneise unterscheiden sich auch makroskopisch deutlich von den Zweiglimmeralkalifeldspatgneisen, indem ihnen bei lagiger oder streifiger, gelegentlich auch linearer Textur ein weit feineres Korn und dunklere Farben zukommen.

Im qualitativ wesentlich unveränderten Mineralbestand macht sich eine starke Verschiebung in den Mengenverhältnissen der Gemengteile bemerkbar, und zwar gelangen auf Kosten des Quarz und der Kalifeldspate die Plagioklase (Oligoklas bis Oligoklasalbit) und die femischen Gemengteile (Glimmer, unter denen Biotit [olivgrüne Varietät] stark über Muskovit vorherrscht) zu reichlicherer Entwicklung.

Die Gesteine sind demnach als basischere Differenziate der Zweiglimmeralkalifeldspatgneise zu betrachten und mit den glimmerarmen Alkalifeldspatgneisen genetisch verwandt.

In diesen feinkörnigen Typen der Bat Nallgneise finden sich ca. 100 Meter unterhalb des Gipfels an der Ostflanke des Bat Nall drei linsenförmige, wenig ausgedehnte Gesteinskörper, die auf der Karte unter der Bezeichnung Talkaktinolithschiefer ausgeschieden wurden. Der mineralaggregatartige Inhalt dieser Linsen ist durch die Paragenesen: Talk-Aktinolith-Biotit und Hornblende-Biotit-Chlorit charakterisiert. Genetisch halte ich diese Vorkommen für metamorphe Produkte ultrabasischer Schlieren der umgebenden Gesteine.

c) Amphibolite. Die Amphibolite, die wir der Boscoserie zuzählen, bilden bald gegen 100 Meter mächtige, gelegentlich aber auch stark ausdünnende, kontinuierlich über weite Strecken verfolgbare Züge; bald treten sie als wenige Meter Bänke zwischen den prätriassischen braunen Gneisen und Granatglimmerschiefern oder den mesozoischen Kalkschiefern auf. Wo sie grössere Massen bilden, enthalten sie ihrerseits oft auffallend schmächtige Lagen der braunen Gneise, wie auch der Kalkschiefer.

Diese enge wechselseitige Verknüpfung mit Gesteinen verschiedenen Alters schafft eine grosse Unsicherheit in der Festlegung des Alters der Amphibolite und ihrer Begleitgesteine, der

metamorphen Peridotite, weshalb sie auf der Legende zur Karte als fraglichen Alters bezeichnet wurden (vgl. auch pag. 123/24).

Auch die Beantwortung der Frage nach der genetischen Abkunft der Amphibolite begegnet grossen Schwierigkeiten, da die durchgreifenden Veränderungen in Textur, Struktur und Mineralbestand als Ausfluss einer intensiv wirksamen Dislokationsmetamorphose das ursprüngliche Gepräge verwischt und bis zur Unkenntlichkeit entstellt haben. Einige Anhaltspunkte über die Natur der Ursprungsgesteine lassen sich eventuell — unter Berücksichtigung der durch intensivere Metamorphose möglicherweise geschaffenen Unterschiede — durch den Vergleich mit den Ergebnissen von Untersuchungen an ähnlichen Gesteinen benachbarter, aber von der Metamorphose weniger stark betroffener Gebiete gewinnen.

Grössere und kleinere, an Zonen prätriassischer Gesteine gebundene Lager amphibolitischer Gesteine werden im Simplongebiet und Tessin- und Maggiagebiet von verschiedenen Autoren (H. Gerlach [*20*, 93], C. Schmidt [*62*, 13/14], H. Preiswerk [*50*, 61], A. Werenfels [*69*, 97], L. Bossard [*15*, 507/8, W. Staub [*65*, 251/2] u. a.) namhaft gemacht. Die Mehrzahl dieser Autoren hält die Amphibolite für Derivate basischer Eruptiva oder leitet sie von deren Tuffen ab, wie dies von H. Preiswerk (*47*) auch für die mit den Hornblende führenden Gesteinen der Boscoserie vor allem im Mineralbestand weitgehend übereinstimmenden mesozoischen Grünschiefern des Simplongebietes auf Grund von Relikttexturen und -strukturen, sowie chemischer Untersuchungen angenommen wird.

Der weitaus grösste Teil der Hornblende führenden Gesteine liegt in Form von schiefrigen Amphiboliten mit Übergängen in Hornblendegneise und Hornblendeschiefer vor.

Es sind feinkörnige, ausgeprägt kristallisationsschiefrige homogen graugrüne bis schwarzgrüne oder durch Sonderung der hellen und dunklen Gemengteile weiss und dunkel gesprenkelte, gefleckte oder verwischt lagige bis streifige Gesteine.

In der Reihe der Hauptgemengteile, die sich in der Gesamtheit dieser Gesteine aus blaugrüner Hornblende, Klinozoisit, Epidot, Biotit, Oligoklas bis Oligoklasalbit, sowie Granat zusammensetzt, treten Hornblende und Plagioklase als Durchläufer auf. Nach der wechselnden Kombination mit den übrigen Mineralien sind Amphibolite s. str. (Plagioklasamphibolite), Epidotplagioklasamphibolite und Epidotalbitamphibolite, Biotitplagioklasamphibolite und Granatplagioklasamphibolite unterscheidbar. Als Neben- und Übergemengteile sind Chlorit, Kalzit, Apatit, Zirkon, Zoisit (gelegentlich in recht be-

trächtlichen Mengen), Titanit, Rutil, Pyrit, Quarz und in einem speziellen Fall auch Kalifeldspat (an die Nähe von Klüften gebunden in Amphiboliten vom Teill) zu nennen.

Verbreitung und Vergesellschaftung der verschiedenen Abarten zeigen das folgende Bild. Die Amphibolite s. str. und Epidotamphibolite bilden weitaus die Hauptmasse der amphibolitischen Gesteine, während die Biotitamphibolite und Granatamphibolite entweder in vereinzelten, wenig mächtigen Lagern ihnen eingeschaltet erscheinen oder etwas verbreiteter in den mit den Paragesteinen der Boscoserie verknüpften Vorkommen auftreten.

Ein vereinzeltes Vorkommen massiger Amphibolite, die in einer Linse bei der Lokalität „Bärenfalle" (südlich Bosco) auftreten, verdient dadurch eine besondere Erwähnung, dass deren massige Textur und die eigenartig eckig-scharf begrenzte Verteilung der hellen und dunklen Hauptgemengteile (basischer Plagioklas-Labrador mit ca. 55% An-Gehalt; blaugrüne Hornblende, Kalzit, Quarz und mehr untergeordnet auch Biotit, Chlorit und Granat) an einen Gabbro erinnern.

d) Metamorphe Peridotite und Hornblendite. Unter dem Sammelnamen der metamorphen Peridotite fassen wir eine Reihe hochmetamorpher Gesteine zusammen, in deren Mineralbestand Olivin, Talk, Serpentin und z. T. auch Tremolit neben Chlorit, Magnetit und einem rhomboedrischen Karbonat (Breunnerit) eine wesentliche Rolle spielen. Es handelt sich somit vorwiegend um kalk- und tonerdearme, meist sehr eisenreiche Magnesiumsilikatgesteine, deren Abkunft von peridotitischen Gesteinen aus der ziemlich weitgehenden Übereinstimmung ihres Mineralbestandes mit jenem der im Simplongebiet besonders im Mesozoikum reich entwickelten Topfsteine, den Umwandlungsprodukten von Peridotiten (*46*) vermutet werden darf[1]).

Nach der Vorherrschaft des einen oder andern der obigen Gemengteile können innerhalb dieser Gruppe die folgenden, durch Übergänge miteinander verbundenen Varietäten unterschieden werden:

Talk und Chlorit führende Olivinschiefer (bis 80% Olivin), Olivin und z. Teil auch Tremolit führende Talk-

[1]) Dem Auftreten dieser in Bosco als „Giltsteine" bezeichneten, auffallenden Gesteinstypen haben die Guriner in folgenden Lokalitätsbezeichnungen Rechnung getragen: „Gilt-Turtschi (Turtschi = Diminutiv von Tura = Turm) = Felsen westl. der Hütten von Grossalp. „Zu den grossen Steinen" = z. T. verstürzte, z. T. anstehende Giltsteinblöcke NE Gilt-Turtschi. „Gilt-Stalden" = von riesigen Giltsteinblöcken übersäte Lokalität östlich der Ställe von Bosco.

serpentinschiefer und Talkschiefer, sowie Breunnerit und Talk führende Tremolitschiefer bis Tremolitasbestfelse.

Die licht- bis dunkelgraugrün gefärbten Gesteine fühlen sich zufolge der Talkführung meist seifig an. Sie zeigen flasrig-schiefriges (durch porphyroblastische Ausbildung des Breunnerits bedingt) oder lagig-schiefriges (Olivinschiefer), gelegentlich — wenn besonders talkreich — auch schuppiges oder — wenn tremolitreich — fibrolithisches, seltener massiges Raumgefüge. Während der Olivin in den Talkserpentinschiefern und Talkschiefern nur noch in reliktischen, skelettförmigen Kristallen auftritt, erscheint er in den Olivinschiefern ausnehmend frisch. Besonders hervorgehoben sei auch das Auftreten von Anthophyllit an Stelle von Olivin in einem Talkserpentinschiefer von der Lokalität „zu den grossen Steinen".

Auf der geologischen Kartenskizze wurden sowohl anstehende als auch nicht anstehende Vorkommen dieser Gesteine eingetragen. Die anstehenden Vorkommen (schwarzer Brunnen, Grossalp-Ritzberg) treten stets in den zur Boscoserie gezählten, schiefrigen Amphiboliten als linsenförmig eingeschaltete Körper auf. Sie werden im Hangenden regelmässig, in wenigen Metern Abstand von Linsen und Bänken mesozoischer Kalkschiefer und -marmore begleitet, so dass die für die Deutung der tektonischen Verhältnisse wichtige Vermutung, dass die metamorphen Peridotite samt den mit ihnen eng verbundenen Amphiboliten einem stratigraphisch hohen, dem Mesozoikum benachbarten Niveau der Boscoserie angehören könnten, eine gewisse Berichtigung erhält. Auf der geologischen Karte zur Simplongruppe — auf der das Vorkommen vom schwarzen Brunnen bereits zur Darstellung gelangt — wird den metamorphen Peridotiten sogar direkt mesozoisches Alter zugesprochen, doch scheint dieser Interpretation etwas Willkür anzuhaften, da die Peridotite einerseits von den begleitenden mesozoischen Gesteinen deutlich getrennt bleiben und anderseits den in der südwestlichen Fortsetzung der Amphibolitzone in ähnlicher geologischer Situation auftretenden Vorkommen der Alpe Matignello prätriassisches Alter zuerkannt wird, d. h. mit den Peridotiten und Serpentinen von Costa di Matignello, des Hübschhorn, Cherbadung und Geisspfad auf gleiche Altersstufe gestellt werden.

Die nicht anstehenden Vorkommen sind teils durch Absturz (zu den grossen Steinen, südwestlich Grossalp), teils wahrscheinlich durch Glazialtransport (vgl. Quartär, pag. 145) an ihre heutige Lagerungsstelle gelangt (Stafflen, Giltstalden, östlich Bosco).

Als Abkömmlinge hornblenditischer Gesteine betrachten wir die nahezu mineralaggregatartigen Aktinolithschiefer und Chlorit-

schiefer, die in der Amphibolitzone im Hintergrund der Grossalp entweder in selbständigen, flachlinsigen Lagern oder in den peripheren Partien der Peridotitlinsen (randliche Differenziate) auftreten.

Die Aktinolithschiefer sind als hell- bis dunkelgrüne, seidenglänzende, verworrenschiefrige Gesteine ausgebildet, die im wesentlichen entweder lediglich aus kurzstengeligen, häufig büschelig aggregierten Hornblende (vorherrschend aktinolithische, gelegentlich auch blassgraugrüne, gemeine Hornblendevarietäten) und spärlichen Erzen (Magnetit, hydratisierte Eisenoxyde) oder aus feinnadeligen bis grobstengeligen (bis 10 cm lange Prismen), garbenförmig miteinander verwachsenen Hornblendekristallen bestehen.

Die Chloritschiefer, lauch- bis hellgrüne, dünnschiefrige bis blättrige Gesteine, zeichnen sich ebenfalls durch einen höchst einfachen Mineralbestand aus. Aus einem vorwiegend lepidoblastisch struierten Grundgewebe von feinschuppigem Chlorit treten stecknadelkopf- bis erbsengrosse Magnetitoktaeder als Porphyroblasten hervor, zu denen sich u. d. M. noch vereinzelte, hexagonal umrissene Körner von Apatit und rundliche oder kurzsäulige Mikrolithen von Zirkon gesellen.

B. Mesozoische Serien.

Trias.

Die Triasgesteine treten im Untersuchungsgebiet in äusserst lückenhafter Verbreitung auf. Zusammensetzung und Mächtigkeit der Profile wechseln stark. Am reichhaltigsten und durch grössere Massen vertreten ist die Serie zwischen Collinasca und Presa im Campotal. Im übrigen Gebiet ist sie nur noch in vereinzelten, aus karbonatreichen Gesteinen zusammengesetzten, dem Altkristallin linsenförmig eingelagerten Vorkommen aufgefunden worden (Wolfstaffel, schwarzer Brunnen, oberhalb Ovia und bei P. 1950 m im östlichen Teil der Bombognokette, bei Dall'ovi im Bach vom Mezzogiorno südlich Cerentino und bei Grosa im Campotal).

Aus der Literatur geht hervor, dass die Triasserie der lepontinischen Region eine äusserst diskontinuierlich entwickelte und lückenhaft verbreitete Folge von Konglomeraten, dolomitischen Kalkmarmoren und Dolomiten, Rauhwacken und Gips, Glimmerkalken und Quarziten bildet, die stellenweise von bündnerschieferartigen, Granat führenden Phylliten, Schiefern und Hornfelsen, ausnahmsweise auch von Grünschiefern begleitet oder vertreten werden. Zur Altersbestimmung führten dabei die folgenden Punkte:

a) Einige spärliche Fossilfunde (*62*, 17 und *61*, 505).

b) Der typisch marin-lagunäre Charakter der vorherrschenden Gesteinsarten und deren Gleichartigkeit mit triassische Fossilien führenden Gesteinen angrenzender Gebiete (H. Gerlach, *20*, gestützt auf Untersuchungen von Favre und Lory).

c) Die Überlagerung durch „Bündnerschiefer", die in der Zone der gotthardmassivischen Bündnerschiefer für Lias bezeichnende Fossilien enthalten (*61*, 21 und *16*, 463).

In unserm Untersuchungsgebiet umfasst die Triasserie Quarzite, die in Verbindung mit tremolitreichen Glimmerkalken und rauhwackeartigen Bildungen auftreten, kristalline Kalke und Dolomite, gelegentlich in Cipolline übergehend, Kalksilikatgesteine und quarzreiche, kalzithaltige Granatbiotitgneise bis -schiefer. Die gemeinsam und nur in den Triaszügen des Campotales vorkommenden Quarzite und Rauhwackebildungen wurden auf der Karte der Gesamtheit der übrigen, vorwiegend karbonatreichen Triasgesteine durch eine besondere Signatur gegenübergestellt.

Die Annahme eines triassischen Alters für diese Gesteine stützt sich, da keine Fossilreste gefunden wurden, allerdings lediglich auf lithologische Analogien mit den Triasbildungen der übrigen lepontinischen Region, wobei noch hervorzuheben ist, dass im Untersuchungsgebiet basale Konglomerate und die typisch marin-lagunäre Bildung Gips fehlen.

Über die Altersbeziehungen innerhalb der Serie und die primären Mächtigkeitsverhältnisse ergeben die Untersuchungen nichts Sicheres, da die von Ort zu Ort in der Mächtigkeit und der Gesteinsvergesellschaftung wechselnden Profile, das linsenförmige Auftreten in den verschiedensten Gesteinen der altkristallinen Unterlage, wilde Verfältelungen und Knetungserscheinungen in den duktileren Gesteinsarten auf eine intensive mechanische Durchbewegung hinweisen, die das Bild der primären Lagerungsverhältnisse stark umgestaltete (Reduktion, Akkumulation und Wechsellagerung der Schichtglieder durch Ausquetschung, Verschleppung, Schuppung).

Aus diesem Grunde ist auch wenig Klarheit über die primäre Verbreitung der Triasserie im Untersuchungsgebiet zu erlangen. Insbesondere bleibt es fraglich, ob das nahezu völlige Fehlen einer sicher als Trias erkennbaren Gesteinsserie im Hangenden und Liegenden der Boscoserie, wie dies in Lit. *61*, pag. 20/21 für die Grenzen Mesozoikum-prätriassische Paragesteine auch von andern Stellen im Simplongebiet angegeben wird, auf Unterbrüche in den Ablagerungsräumen oder auf das Vorhandensein einer prätriassische und triassische Gesteine umfassenden „série compréhensive" — in der den Hornblende führenden Gesteinen ev. der

Charakter von Triasvertretern zukäme — oder auf tektonische Vorgänge (Ausquetschung und Abscherung) zurückzuführen ist.

Hinsichtlich der Metamorphose der Triasgesteine des Untersuchungsgebietes sei hier hervorgehoben, dass die kalkkarbonatreichen Gesteine durch eine Mineralassoziation Tremolit, Diopsid, kalkreiche Plagioklase, Skapolith) ausgezeichnet sind, die grosse Ähnlichkeit mit jener aufweist, die für Eruptivkontakt charakteristisch ist. Nach H. Preiswerk (*48*) stellt sich diese Assoziation im Simplongebiet erst in den südlichen und südöstlichen Regionen ein. Sie entspricht einer vermehrten Silikatbildung in den südlicheren Muldenteilen gegenüber den nördlicheren und verdankt ihre Entstehung einer von Nordwesten nach Südosten intensiver werdenden Regionalmetamorphose.

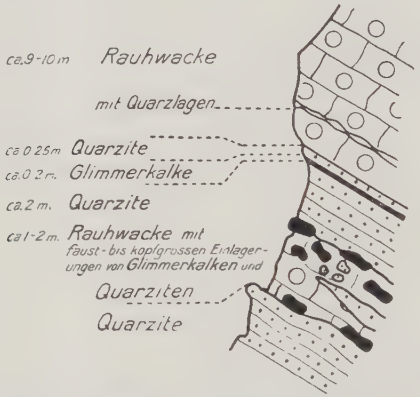


Fig. 7. Triasprofil am rechten Ufer der Campo-Rovana bei Bazzi (Cerentino).

Die Quarzite sind längs der Campo-Rovana auf der Strecke Collinasca-Presa und unterhalb Presa in wechselnder, stellenweise mehrere Meter betragender Mächtigkeit aufgeschlossen. Sie liegen hier konkordant auf hellgrauen, dünnplattigen Gneisen der Orsaliagneisserie. Das Detailprofil von Bazzi (Fig. 7) zeigt, dass sie in Annäherung an die hangenden Rauhwackemassen mit schmächtigen Glimmerbänken und Rauhwackelagen in Wechsellagerung treten. Sie sind als helle plattige Glimmer(Muskovit)quarzite von meist etwas gneissigem Habitus ausgebildet. Textur: schiefrig. Struktur: feingranoblastisch, Kataklasstrukturen an Quarz, Muskovit und Kalifeldspat.

Mineralbestand: Quarz (8—8,5), Muskovit (2—1,5), Biotit (sehr spärlich), Kalifeldspat, Kalzit, Klinozoisit, Apatit, Zirkon, Magnetit, Pyrit (sehr spärlich).

Der Gehalt an Kalzit unter den im allgemeinen recht spärlich entwickelten Neben- und Übergemengteilen (< 0,5) ist wahrscheinlich durch Infiltration aus den karbonatreichen Hangendschichten zu erklären. Als Edukt dürfte ein durch tonige Beimengungen verunreinigter Psammit in Betracht kommen.

In der Menge von untergeordneter Bedeutung sind die als Zwischenlager an die Quarzite geknüpften Tremolit führenden Glimmerkalke bis Kalkglimmerschiefer. Es sind hoch kristalline, durch Phlogopit violettbraun und auch durch Tremolit lauchgrün gesprenkelte Gesteine mit folgendem Mineralbestand: Kalzit (5—6), Phlogopit (2,5), Tremolit (2—1), Quarz, Plagioklas (sehr spärlich), Chlorit, Apatit, Zirkon und Pyrit. Textur: kleinflasrig bis schiefrig. Struktur: granoblastisch bis lepidoblastisch. Siebstrukturen an schwach porphyroblastischen, neu sich bildenden Tremolitstengeln. Verbiegungen an Phlogopit. Die Gesteine entsprechen sandigen Mergelkalken, die eventuell in die Rauhwackebildungen überleiten.

Die Rauhwacke, das charakteristischste Triasgestein des Untersuchungsgebietes, tritt bei Bazzi in recht beträchtlichen Massen (bis 10 m Mächtigkeit) auf. Die massigen, gelbbraunen, cavernösen und leicht zu einem sandigen Mulm zerfallenden Gesteine lassen u. d. M. die folgenden Komponenten erkennen: Kalzit[1]) (7), Dolomit (2,5), dazu (0,5) Phlogopit, Tremolit, Chlorit, Biotit (beide sehr spärlich) und limonitische Eisenerze.

In der Vorherrschaft des Kalzits gegenüber Dolomit stimmen sie mit den Rauhwackegesteinen des obern Tessin- und Maggiagebietes überein, für die nach H. Preiswerk (*50*) statt der gebräuchlicheren Bezeichnung „Zellendolomit" viel eher der Name „Zellenkalk" zutrifft.

Infolge der hohen Duktilität konnte die Rauhwacke bei Abscherungen, die zu tektonischen Wechsellagerungen führen mochten, als Gleithorizont dienen. Dass derartige Bewegungen tatsächlich stattgefunden haben, wird im Profil von Bazzi durch das Auftreten von Knetgesteinen, die auf den ersten Blick konglomeratartige Bildungen vortäuschen könnten, angedeutet: Eine zwischen Glimmerkalken und Quarziten gelagerte Bank von Rauhwacke enthält faust- bis kopfgrosse, meist eckengerundete Brocken von Quarzit

[1]) Zum Nachweis, bezw. zur quantitativen Bestimmung des Dolomitgehaltes und der Silikate und Erze gelangten zwei Methoden in Anwendung:

1. Silberchronatmethode (*6*) an Schliffen und Pulver. Schätzen der Mengenverhältnisse.

2. HCl-Methode: Lösen des gewogenen Pulvers in 1/10 normaler, kalter bezw. warmer Salzsäure und Wägen der jeweiligen Rückstände.

und Glimmerkalken, die völlig mit den im Hangenden und Liegenden auftretenden Gesteinen übereinstimmen. Ähnliche Bildungen aus Rauhwacke und Nebengestein werden von T. G. Bonney (*14*, 177), E. J. Garwood (*18*, 209 u. ff.) und L. J. Krige (*40*, 76) aus der Val Canaria erwähnt und als Reibungs- und Dislokationsbrekzien gedeutet.

Die Dolomit- und Kalkmarmore sind die verbreitetsten Triasgesteine des Untersuchungsgebietes. Während sie in den Triaszügen von Collinasca-Presa und bei Grosa zwischen Rauhwacke bzw. Quarziten und bündnerschieferartigen, quarzreichen Kalkschiefern bis „Hornfelsen" eingeschaltet sind, treten sie im übrigen Gebiet als linsenförmige Körper in Orthogneisen (Wolfstaffel, P. 1950 m ob Ovia), Paragneisen (Dall'ovi, Brücke Cerentino-Collinasca) und Amphiboliten (schwarzer Brunnen) auf. Intensive Verfältelungen (Dall'ovi) und Mylonitbildungen markieren die mechanische Natur des Kontaktes (Dall'ovi, Brücke Cerentino-Collinasca).

Reine Dolomitgesteine, wie sie z. B. von H. Preiswerk (*50*) vom Campolungo namhaft gemacht werden, fehlen. Die Untersuchung ergibt, dass alle einen recht beträchlichen Gehalt an Kalzit (30—40%) besitzen. In den zuckerkörnigen, im äussern Habitus den Campolungo-Dolomiten auffallend gleichenden Varietäten Wolfstaffel beträgt der Kalzitgehalt sogar 55—65%, so dass diese Gesteine eher als dolomitreiche Kalkmarmore zu bezeichnen sind. Zu den beiden Hauptgemengteilen gesellen sich, meist auch makroskopisch erkennbar, wechselnde aber stets spärliche Mengen (1—2%) von Glimmern (leuchtend rötlich-brauner Phlogopit und etwas seltener auch Muskovit), Tremolit und Erze (Pyrit und Hämatit).

Nach dem Mengenverhältnis Dolomit-Kalzit, den einzeln oder in Kombination auftretenden silikatischen Beimengungen, der Farbe (schneeweiss, gelb, aschgrau) und dem Korn (feinkörnig, zuckerkörnig, mittelkörnig) lassen sich verschiedene, nebeneinander auftretende Varietäten unterscheiden. Die Textur ist massig, die Struktur ausgeprägt granoblastisch. Nach der Silberchromatmethode (Anmerkung pag. 125) behandelte Dünnschliffe lassen erkennen, dass der Kalzit bald unregelmässig geformt die Lücken zwischen den isometrischen und einfach begrenzten Dolomitkörnern füllt, bald gleich dem Dolomit gestaltet ist. Der Tremolit zeigt häufig eine maschenförmig Platz greifende Umwandlung in Talk.

Die Kalkmarmore sind mit den Dolomiten durch die obenerwähnten Varietäten verbunden. Im allgemeinen herrschen aber dolomitfreie Kalkmarmore vor. Im Unterschied zu den Dolomit-

gesteinen ist der Gehalt an Erzen (Pyrit, Hämatit) und an Silikaten (Tremolit und Phlogopit, letzterer oft schlierig oder in gefalteten Lagen angereichert, wodurch Übergänge in Cipolline entstehen) bedeutend höher (bis 10%). Regelmässig ist auch etwas Quarz zu beobachten. Die ebenfalls vorwiegend massigen Gesteine besitzen mittleres bis grobes Korn (Korngr. bis 1 cm), die Farbe ist weiss, gelbbraun oder grau.

Mit den Kalk- bzw. Dolomitmarmoren sind bei Dall'ovi und bei P. 1950 m im östlichen Teil der Bombognokette klein- bis mittelkörnige, vorherrschend massige Kalksilikatgesteine aufs engste verknüpft. Sie sind von sandigen Kalkmergeln abzuleiten, deren Umwandlung sich unter dem Einfluss einer mit kontaktpneumatolytischen Zügen behafteten Regionalmetamorphose vollzog. Als wesentliche Gemengteile führen sie neben Kalzit (seltener Dolomit) Phlogopit bzw. Biotit wechselnde Mengen Quarz und vor allem auch Kalksilikat- bzw. Kalkmagnesiasilikatmineralien, die den Gesteinen ein katametamorphes Gepräge erteilen. Von solchen Mineralien wurden beobachtet: Diopsid, der meist der Umwandlung in schwach gelbgrün gefärbte gemeine Hornblende anheimfällt und in Verbindung mit Plagioklasen (Oligoklas bis Andesin[1]) bei Dall'ovi, basische Plagioklase (65%) und Skapolith bei P. 1950 m. Die Reihe der mannigfach kombinierten Gemengteile wird durch die untergeordnet auftretenden Mineralien Epidot, Chlorit, Rutil, Titanit, Apatit, Pyrit und gelegentlich auch Turmalin (vgl. pag. 116) vervollständigt.

Eine letzte Gruppe, möglicherweise triassischer Gesteine, die gewissen Typen der in *61*, unter der Bezeichnung „granathaltige Glimmerphyllite" zusammengefassten Triasgesteine entsprechen könnten, finden bei der Bündnerschieferserie ihre Besprechung (vgl. pag. 130 quarzreiche Biotitgneise und -schiefer).

Bündnerschieferserie (Lias).

Die Bündnerschieferserie umfasst im Untersuchungsgebiet eine zweite Folge mesozoischer, hochgradig regionalmetamorpher Sedimente. Sie ist in weit grösseren Massen als die Triasserie entwickelt, doch konnten auch in den mannigfaltigen zur Bündnerschieferserie gezählten Gesteine nirgends sichere Fossilreste nachgewiesen werden (vgl. auch 67). Die Deutung des Alters und der Zugehörigkeit zur jüngsten in den Bauplan der lepontinischen Decken einbezogenen Gesteinsserie ist daher wiederum — wie bei

[1]) Über weitere Skapolithfunde im Simplongebiet vgl. H. Preiswerk: 51.

der Triasserie — lediglich nach der petrographischen Gleichartigkeit mit analogen Gesteinen der übrigen Simplonregion — denen heute allgemein liassisches Alter zuerkannt wird — vorgenommen worden.

Nach dem im Mineralbestand zum Ausdruck kommenden Chemismus sind die Gesteine der Bündnerschieferserie von Sedimenten abzuleiten, die sich im wesentlichen aus kalkigen, sandigen und tonigen Substanzen, in verschiedenen Mengenverhältnissen gemischt, zusammensetzen. Die durch vielseitige Übergänge miteinander verbundenen Gesteinsarten können lithologisch zwei Reihen, einer kalkig-sandigen und einer tonig-sandigen, eingeordnet werden (vgl. Tafel I).

Aus der Karte ist ersichtlich, dass die Gesteine der kalkig-sandigen Reihe unter allen in der Region von Bosco auftretenden mesozoischen Gesteinen den grössten Raum einnehmen. In mächtiger Entwicklung umhüllen sie im Grenzkamm gegen das Tosatal, am Marchenspitz, obern Bann und auf der nördlichen Talseite die Gesteine der Boscoserie, die dadurch deutlich gegen die Gneise der Bombognoserie abgegrenzt werden. In wechselnd mächtigen, seitlich auskeilenden Zügen greifen sie zwischen die Boscoserie (Westseite des Grenzkammes gegen das Tosatal, Marchenspitz, Ritzberg-Furkenspitz). Zu zahlreichen, oft schmächtigen Bändern aufgespalten, zerlegen sie — meist in direktem Kontakt mit den Gneisen — die Bombognoserie und die randlichen Zonen der Orsaliagneisserie in zahlreiche, schuppenartige Teilantiklinalen.

Die Hauptvertreter der kalkig-sandigen Reihe, die in lagigem Wechsel die Bündnerschieferserie zusammensetzen, sind die Derivate von kalkigen Sandsteinen, sandigen Kalken und Mergelkalken. Die dünnschiefrigen oder dünnbankig-massigen Umwandlungsprodukte liegen als helle Kalkquarzite (30% Kalzit), graue, gelbe oder dunkelbraune, gewöhnlich rotbraun anwitternde kieselige Kalkschiefer bis -marmore und Kalkglimmerschiefer (30 - 80% Kalzit) vor. Relativ reinen Kalksteinen entsprechen massige, ziemlich grobgebankte Cipolline und Kalkmarmore von mehr als 90% Kalzitgehalt.

Hauptgemengteile sind Kalzit, Quarz, Biotit und Muskovit (gelegentlich auch Phlogopit). Untergeordnete, aber ziemlich allgemein verbreitete Komponenten sind Plagioklas, Epidot, Chlorit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Rutil, kohlige Substanzen und Erze (Pyrit, Hämatit, Limonit). Dolomit fehlt im Unterschied zu den triassischen Bildungen.

Die tonig-sandige Reihe wird durch knotig-schiefrige Granatglimmerschiefer und -gneise und knollig-flasrige

Granatphyllite von gelegentlich hornfelsartigem Aussehen vertreten. Im Unterschied zu analogen Gesteinen der Boscoserie sind die Schiefer und Gneise der Bündnerschieferserie im allgemeinen dunkler gefärbt (z. T. auf reichlichere Entwicklung kohliger Substanzen zurückzuführen).

Die mineralogischen und strukturellen Merkmale der Granatglimmerschiefer bis -gneise sind die folgenden: In einem feingranoblastischen bis lepidoblastischen Grundgewebe von Quarz und Glimmern (Muskovit und Biotit, wovon der erstere meist vorherrschend), häufig auch Plagioklas- teils Oligoklasalbit bis Oligoklas, teils Andesin bis Labrador) schwimmen siebstruierte, von Mörtelaggregaten umsäumte Porphyroblasten von Granat, zu denen sich gelegentlich skelettförmige Stengel von Disthen gesellen. Überdies sind u. d. M. die bei den Kalkschiefern aufgezählten untergeordneten Gemengteile, von denen besonders der Turmalin recht beträchtliche Mengen erreicht, wiederum zu beobachten.

Die regelmässig etwas Disthen führenden, feinblättrigen Granatphyllite sind weniger im Mineralbestand (Zurücktreten der hellen Glimmer zu Gunsten von Biotit) als im Habitus (sehr feines Korn der Grundgewebekomponenten) und strukturell (neben Granat und Disthen auch Plagioklase von Andesin bis Labradorzusammensetzung als Porphyroblasten entwickelt) von den mesozoischen Glimmerschiefern und Gneisen unterschieden.

Die Gesteine der sandig-tonigen Reihe sind — wie die Paragesteine der Boscoserie — von quarzreichen, eisenschüssigen Tonen und Mergeltonen abzuleiten. Bald sind sie als wenig mächtige Lager der Masse der kalkig-sandigen Gesteine eingeschaltet (Bord, südöstlich Marchenspitz), bald grenzen sie diese von den Gesteinen der Bombognoserie ab. (Hang nördlich Bosco.) Als Hauptvertreter des zwischen die Amphibolite der Boscoserie und die Gneise der Bombognoserie geschalteten Mesozoikums finden sie sich, nur von vereinzelten Kalkschieferlinsen begleitet, im westlichen Teil der Bombognokette.

Mit der gleichen Signatur wie die tonig-sandigen Gesteine der Bündnerschieferserie sind auf der Karte die Abkömmlinge von sandigen Kalkmergeln und Tonmergeln dargestellt, deren Zugehörigkeit zur Bündnerschieferserie oder zur Triasserie in Frage steht. Sie werden z. T. von mehr oder minder sicher als Trias erkennbaren Gesteinen (Quarzite, Dolomit- und Kalkmarmore) begleitet. Dies ist in den Aufschlüssen von Grosa, Bazzi, vor den Brücken über die Bosco-Rovana bei Collinasca und nordwestlich der Kirche von Cerentino, sowie vom schwarzen Brunnen und in den Bachrunsen östlich des Krameggpasses der Fall. Teils treten

sie als wenig mächtige Bänder und Linsen selbständig zwischen den Gneisen der Bombognoserie (im Grat westlich des Bombognogipfels und bei P. 2063 m) auf. Sie liegen als Kalzit und Granat, gelegentlich auch Hornblende führende, quarzreiche Biotitgneise und -schiefer, Kalzitbiotitschiefer und als meist massig ausgebildete Kalksilikat(plagioklas)gesteine vor, unter denen die letzteren eine beachtenswerte Ähnlichkeit mit dem sog. „granito nero" von Castione, den E. Gutzwiller (*25*) beschrieb, und Kalksilikatfelsen von Carpo foro (aus Sammlung von Herrn Prof. Preiswerk) besitzen. In manchen dieser Gesteine deutet lagiger Wechsel des Mineralbestandes eine u. d. M. meist besser als im Handstück erkennbare, primäre, feinschichtige Wechsellagerung von tonig-sandigen und mergelig-sandigen Partien an. Ausser den in den Bündnerschiefern verbreiteten untergeordneten Gemengteilen sind sie durch einen ziemlich regelmässig auftretenden Gehalt an Titanit ausgezeichnet, zu dem sich akzessorisch noch Kalifeldspat gesellt.

Zum Schluss sei in bezug auf die Ablagerungsfolge und die ursprünglichen Verbreitungsbezirke der einzelnen Gesteinsarten bemerkt, dass auch hier tektonische Vorgänge das Bild der primären Verhältnisse völlig veränderten. Als Indizien für diese Vorgänge kommen ähnliche Erscheinungen, wie sie uns in der Trias entgegentreten (Bildung von Knetgesteinen, im speziellen Fall in Form von Kalkmyloniten vorliegend, starke Verfältelung der Schichten etc.), in Betracht. Für die Ablagerungsverhältnisse ist aus der vorherrschend sandigen Beschaffenheit der Edukte und dem raschen, oft zu mikroskopischen Dimensionen herabsinkenden, lagigen Wechsel zu folgern, dass die Sedimentation unter unruhigen Bedingungen in wenig tiefen Meeresteilen erfolgte.

II. Tektonik.

Regional-tektonischer Überblick.

Die Region von Bosco gehört tektonisch dem penninischen Deckensystem an. Über den Bauplan dieses Deckenbündels stehen sich zur Zeit zwei Anschauungen gegenüber, so dass es sich empfehlen dürfte, in einer kurzen Betrachtung über die beiden Anschauungen zu referieren, bevor wir auf die Tektonik des Untersuchungsgebietes näher eintreten.

Die Annahme eines Deckfaltenbaues für das Simplongebirge stützt sich auf die Beobachtung, dass Massen mesozoischer Schiefer in Form von synklinalen Einfaltungen tief zwischen antiklinal überfaltete und flachliegende prätriassische Gneismassen: Veram-

piogneis, Antigoriogneis, Lebendun- und Valgrandegneis, Monte Leone-Ofenhorngneis und Berisalgneis eingreifen.

Nach der ersten Anschauung sind nun alle antiklinalen Bauelemente als tektonisch gleichwertige Einheiten zu betrachten. Sie wurzeln alle im Süden. Die Synklinalzonen (Deckenscheider) bilden Zweigmulden einer im Norden gelegenen Stammulde. Sie bleiben im Süden bis zum Muldenende voneinander getrennt. Um diese Muldenenden schliessen sich die antiklinalen Bauelemente zu gemeinsamer Wurzel zusammen.

Nach dieser Auffassung sind die Gneis- und Schieferzonen des Simplons folgendem Bauschema (Deckenschema I) einzuordnen:

Mesozoische Synklinalzonen (Deckenscheider)	Antiklinalzonen
Stammmulde: Bedrettomulde	
	IV. Bernharddecke entspr. Berisalgneis
d. Gantermulde	
	III. Monte Leone - Ofenhorndecke entspr. Mte. Leone-Ofenhorngneis
c. Carneramulde	
	II. Lebendun- Valgrandegneis decke · Lebendungneis
b. Teggiolomulde	
	I. Antigoriodecke entspr. Antigoriogneis
a. Varzo-Bacenomulde	
	I⁰. Verampiodecke?

Dieses von M. Lugeon und E. Argand (*43, 42*) und H. Schardt (*58*) geschaffene Deckenschema hat nach der Ansicht zahlreicher Forscher (Alb. Heim [*27*], R. Staub [64], H. Jenny [*31, 32, 33*],

G. Frischknecht [*33, 17*], J. Kopp [*33, 39*] und L. Bossard [*15*]) noch heute Geltung. Es dient ihnen, nachdem es dank den Arbeiten von E. Argand (*10, 12, 13*), L. Bossard, G. Frischknecht, Alb. Heim, J. Kopp, H. Preiswerk, C. Schmidt, R. Staub (*64*) u. a. gelungen ist, die lepontinische Gebirgsregion östlich des Simplons ebenfalls in Decken zu gliedern, als Grundlage für die Parallelisierung dieser Decken mit jenen des Simplons.

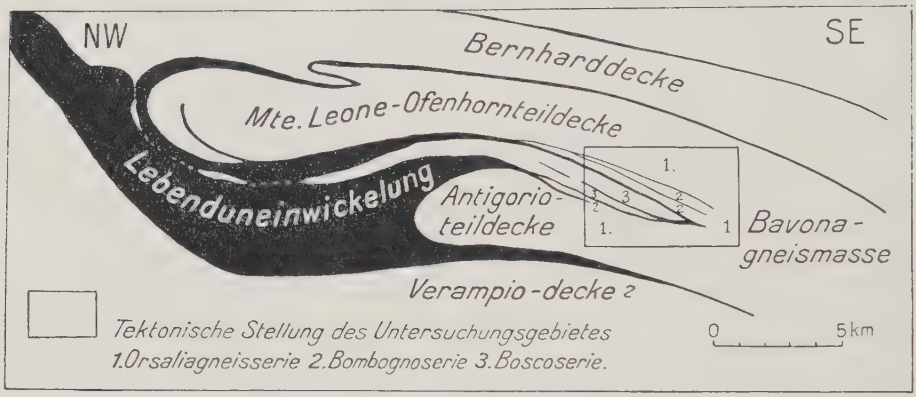


Fig. 8. Schematisches Querprofil durch das lepontinische Deckenbündel im Gebiet der Tosakulmination (nach Deckenschema II).

Nach der zweiten Auffassung zeigen die Bauelemente folgendes Verhalten. Nicht alle antiklinalen Elemente sind tektonisch gleichwertig. Es sind zwei Arten von Antiklinalen, A und B, zu unterscheiden.

Die Antiklinalen A wurzeln im Süden. Die mesozoischen Scheider zwischen je zwei Antiklinalen A sind symmetrisch gebaut. Sie bleiben im Süden bis zum Muldenende getrennt, um das sich die hangenden und liegenden, in der Gesteinsfazies einander sich nähernden Antiklinalen A zu gemeinsamer Wurzel vereinigen.

Die Antiklinalen B dagegen erscheinen als Teile höherer Decken, die südgerichtet zwischen die nordbewegten Antiklinalen A eingewickelt sind. Im normalen Bauschema sind die Antiklinalen A und B stets durch synklinale Zonen mesozoischer Sedimente getrennt. Diese Synklinalzonen vereinigen sich um die Endigung der Antiklinale B, die sie im Süden umfassen. In den Deckenscheidern zwischen den Antiklinalen A und Antiklinalen B ist im normalen Bauschema ein dissymetrischer Bau zu erwarten, sofern die Antiklinalen A und B in weit voneinander entfernten Räumen wurzeln, in denen die prätriassischen, bzw. mesozoischen Gesteine differente Fazies besitzen.

Auf Grund dieser von H. Preiswerk (*52, 53*) und G. Henny (*30*, 92) postulierten Anschauung erscheint das penninische Deckenpaket im Tosa-Tessingebiet folgendermassen gegliedert (Deckenschema II) (vgl. auch Fig. 8):

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Mesozoische Synklinalzonen (Deckenscheider)</td><td colspan="4">Antiklinalzonen</td></tr>
<tr><td>im S getrennt, symmetrisch gebaut</td><td>im S verschmelzend, dissymmetrisch gebaut</td><td>Antiklinalen B eingewickelt, im S nicht wurzelnd</td><td>Antiklinalen A im S wurzelnd</td><td>vereinigte Wurzeln</td></tr>
<tr><td>Stammmulde</td><td>Bedrettomulde</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="8">Zweigmulden</td><td></td><td></td><td></td><td>IV. Bernharddecke</td><td rowspan="8">Bavonagneismasse</td></tr>
<tr><td>Gantermulde</td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td>III. Monte Leonedecke</td></tr>
<tr><td></td><td>Carneramulde</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td><td>II. Lebendunеinwickelung</td><td></td></tr>
<tr><td></td><td>Teggiolomulde</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td>I. Antigoriomulde</td></tr>
<tr><td>Varzo-Bacenomulde</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td>I°. Verampiodecke?</td><td></td></tr>
</table>

Die Bauelemente der Region von Bosco.

(Hiezu Profiltafel [Beilage II] und die Textfiguren 8—12.)

Im petrographischen Teil wurde gezeigt, dass das Gebiet von Bosco von den vier folgenden Hauptgesteinsserien aufgebaut wird: 1. Orsaliagneisserie, 2. Bombognoserie, 3. Boscoserie und 4. Mesozoikum (vgl. Fig. 8, pag. 132).

Diese Serien sind einem Teilstück des lepontinischen Deckensystems eingeordnet, das auf dem SE-Flügel der Tosakulmination

liegt. Dieser tektonischen Lage verdanken die in der Regel plattigen Bauglieder eine sehr regelmässige Lagerung. Das Streichen ist im allgemeinen SW-NE gerichtet, nur über der Valle di Bosco herrscht auf eine kurze Strecke NS-Streichen (Fig. 9). Letzteres entspricht einer axial mit 30—40 Grad nach E abtauchenden Wellung des Deckenbündels, die sich weiter ostwärts — ausserhalb des Untersuchungsgebietes (Blatt Maggia) — zu scharfen Knickungen akzentuiert und mit dem tunnelförmigen Abtauchen der Antigoriodecke unter die Bernharddecke (*50*) in Zusammenhang stehen dürfte.

Nach ihrem tektonischen Verhalten im penninischen Deckensystem sind diese Serien in antiklinale und synklinale Bauelemente zu gruppieren.

a). Antiklinale Bauelemente.

Zu den antiklinalen Bauelementen sind sämtliche prätriassischen Gesteinsserien zu zählen.

Die Orsaliagneisserie bildet tektonisch das höchste und auch das tiefste Bauelement der Region von Bosco (Tafel II und Fig. 8 pag. 132).

Als tiefstes Bauglied erscheint sie im Gebiet der nordwestlichen Kartenecke (Tafel I), wo sie dem Antigoriogneis — der tiefstliegenden, nachweisbaren Gneisantiklinale der Simplonkuppel (*62*) — identisch ist. Von dort lässt sie sich bis an den N-, E- und SE-Rand des auf Tafel I dargestellten Gebietes verfolgen, wobei sie — die übrigen prätriassischen Bauglieder umgürtend — zum höchsten Bauglied des Untersuchungsgebietes wird.

Im Gebiet SW des Wandfluhhorns (Tosatal) fällt die Serie ziemlich regelmässig mit 40—50 Grad nach E und SE (das Streichen variiert innert kurzer Strecken zwischen N40E und der NS-Richtung) ein. Durch diese einförmige Lagerung wird das in dieser Gegend zu erwartende Umbiegen der tektonischen Leitlinien stark verwischt. Gegen E (Orsalia-Ostgipfel, Torli) wird das Fallen etwas flacher (ca. 20 Grad) und das Streichen bleibt regelmässiger N30E. Gegen die Sohle der Valle di Bosco biegt das Streichen unter steiler werdendem Fallen (30—40 Grad) in die NS-Richtung ein, um dann aber im Bombognogebiet wieder mehr dem NE-SW gerichteten regionalen Streichen zu folgen. Maximale Fallwinkel von 60—80 Grad stellen sich bei der Brücke Collinasca-Cerentino ein, sind aber nur von lokaler Bedeutung.

Diese Lagerungsverhältnisse, die nicht mit dem Bestehen einer der Talanlage der Valle di Bosco folgenden Grenzlinie zwischen

Antigorio- und Monte Leonegneis — wie eine solche bereits von Gerlach (*20*) und später von verschiedenen Autoren (A. Heim, [*27*], H. Jenny [*32*], G. Frischknecht [*17*], L. Bossard [*15*]) immer wieder postuliert wurde — in Einklang gebracht werden können, sprechen neben den Ergebnissen der petrographischen Untersuchung dafür, dass die Gneise südlich der Valle di Bosco als die direkte Fortsetzung der Gneise der nördlichen Talseite zu betrachten sind, obwohl der Bau der Orsaliagneisserie im Tosatal und auf der Nordflanke der Valle di Bosco vom Bau der Serie im Bombognogebiet und Campotal (Collinasca-Niva) verschieden ist.

Während im Tosatal und nördlich der Valle di Bosco die Serie einen mehr „massiv"-artigen Charakter besitzt, erscheint sie im Bombognogebiet und im Campotal durch zwischengeschaltetes Mesozoikum in mehrere schuppenförmige Teilantiklinalen (Schuppen I—L in Fig. 10) aufgelöst. Dass diese Zerschlitzung stellenweise auch auf die Nordflanke des Boscotales übergreift, deuten das linsenförmige Triasvorkommen von Wolfstaffel und eine in dessen westlicher Fortsetzung liegende Quetschzone östlich des Hirligrates an. Im Zusammenhang mit dieser Zerschlitzung steht eine erhöhte mechanische Beanspruchung der Gesteine, die ihr Abbild vor allem in den veränderten Texturen und Strukturen (feineres Korn, Verfältelung, gesteigerte Schiefrigkeit, vermehrte Kataklas- und Mörtelstrukturen) dieser Gesteine findet.

Zur Klarstellung des tektonischen Zusammenhanges der Orsaliagneisserie mit den regionaltektonischen Bauelementen wurden auch einige Begehungen in benachbarte, ausserhalb des Untersuchungsgebietes gelegene Teile der Val Calneggia, der Valle di Campo und der Valle Maggia ausgeführt. Sie ergaben das folgende Bild (vgl. Fig. 1, pag. 81):

Im N (Val Calneggia) scheidet nirgends eine Grenzlinie die Orsaliagneisserie von den gewaltigen, uniformen Gneismassen der Val Calneggia und Val Bavona, wie dies H. Gerlach (*20*) andeutet. Die Orsaliagneisserie bildet die südliche Fortsetzung der Bavonagneise, die sich nach H. Gerlach (l. c.), C. Schmidt und H. Preiswerk (*62*), sowie nach eigenen Beobachtungen in der Gegend des Wandfluhhorns mit dem Antigoriogneis vereinigen.

Die Gneismassen, welche die Orsaliagneisserie im E und SE unseres Kartengebietes überlagern, zeigen durch die ganze untere Valle di Campo und bis ins Maggiatal hinaus denselben Gesteinscharakter, wie ihn die Orsaliagneisserie im östlichen Faziesbezirk besitzt. Die in der untern Valle di Campo im allgemeinen N 30—40 E gelagerten, in der Valle Maggia unter ständigem Wechsel des Streichens (Knickungen) in NS-Streichen einbiegenden Gneise

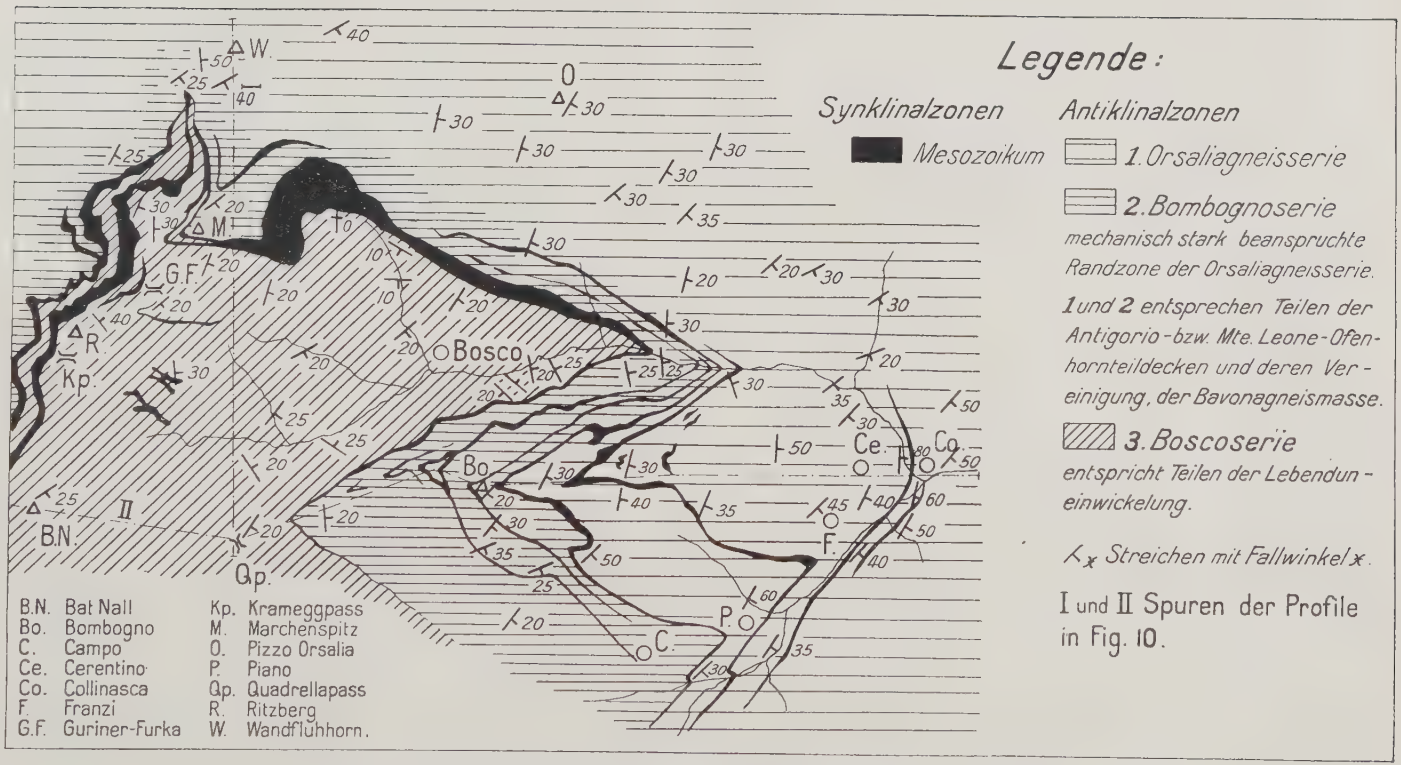


Fig. 9. Tektonische Kartenskizze der Umgebung von Bosco 1:75000.

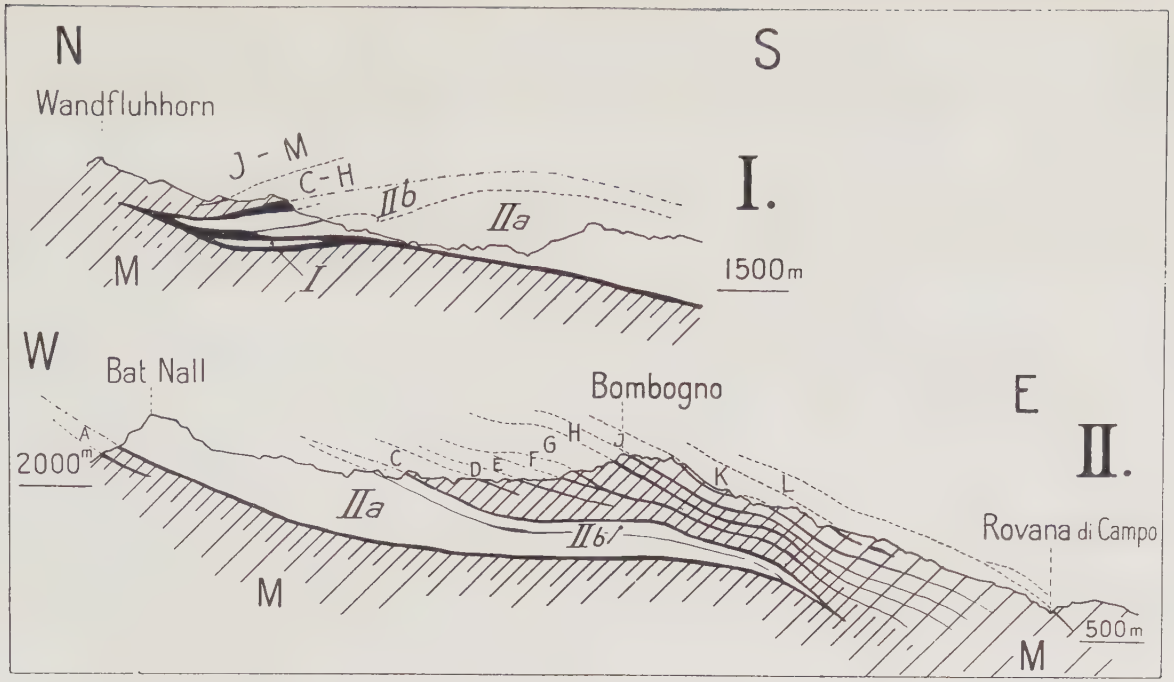


Fig. 10. Schematische Profile durch die Region von Bosco.

Synklinale Bauelemente:

Synklinalzonen ohne Kern älterer Gesteine (= gestrichelte Luftlinien). Synklinalzonen mit Kernen älterer, eingewickelter Gesteine (strichpunktierte Luftlinien).

Antiklinale Bauelemente:

I, IIa und IIb Teilantiklinalen (I ev. abgequetscht) der eingewickelten Boscoserie (ohne Schraffen). A, B, D, E.... L Schuppen der Bombognoserie (enge Schraffen) und der Orsaliagneisserie (weite Schraffen).

betrachten wir als oberste Schalen des nämlichen Gneiskomplexes (Antigoriogneis), dem auch die Orsaliagneisserie angehört.

Nach unveröffentlichten Aufnahmen von Herrn Prof. H. Preiswerk und eigenen Beobachtungen treten die Gesteine der Orsaliagneisserie auch auf der Südseite der Valle di Campo südlich Piano, Campo und Cimalmotto auf. Das von L. Bossard (*15*) verzeichnete NW-Fallen, das eine Rückbiegung des auf sich selbst zurückgefalteten Antigoriogneis (*50*, 79; *27*) ermöglichen würde, konnte ich nicht beobachten. Das herrschende Fallen ist hier nach E und SE gerichtet und scheint viel eher für eine Fortsetzung der Orsaliagneisserie in die geologisch noch ziemlich unerforschten Regionen im Einzugsgebiet des Toce Isorno und die von H. Preiswerk (*52*) und G. Henny (*29*) vermutete Verbindung mit der Monte Leonedecke zu sprechen. In diesem Zusammenhang sei auch hervorgehoben, dass sich der petrographische Charakter der Orsaliagneisserie in östlicher Faziesentwicklung bemerkenswert dem allgemeinen Habitus der Monte Leonegneise — wie in C. Schmidt und H. Preiswerk (*62*) beschreiben — nähert.

Die Bombognoserie, die als randliche Differenziations- und Mischzone der Orsaliagneisserie ein eigenes petrographisches Gepräge trägt, ist auch tektonisch als ein mehr oder minder selbständiges Element zu betrachten. Sie bildet eine zwischen den antiklinalen Hauptelementen tektonisch stark beanspruchte und durch Verschuppungen am weitgehendsten deformierte Zone. Die Abgrenzung von der Orsaliagneisserie ist allerdings weder petrographisch noch tektonisch eine scharfe.

Die durch Bänder und Linsen mesozoischer Gesteine markierte Verschuppung stellt sich sowohl in den unter als auch über der Boscoserie auftretenden Teilen der Bombognoserie ein (Tafel II und Figuren 9 und 10). Die Schuppen im Liegenden der Boscoserie (nordwestlich Guriner-Furka, wie auch am Passo di Groppo, Pizzo Croselli und Pizzo Pioda nach der Darstellung der Simplonkette) sind in der Regel von geringem Ausmass und meist deutlich als Abzweigungen der liegenden Gneismassen zu erkennen.

Die Verschuppung in den obern Teilen der Serie ist eine weit stärkere und erreicht ihr Maximum im Bombognogebiet. Quartärbedeckung und Unzugänglichkeiten des Terrains verunmöglichen eine durchgehende Verfolgung der einzelnen Gneislamellen. Nach dem beobachteten Streichen und Fallen sind aber die in der tektonischen Kartenskizze (Fig. 9) und den Profilen (Tafel II und Fig. 10) als wahrscheinlich zu betrachten. Deutlicher als in der Orsaliagneisserie greift in der Bombognoserie die Verschuppung auf die Nordseite der Valle di Bosco über — was ebenfalls die tek-

tonische Zusammengehörigkeit der beiden Talseiten bestätigen dürfte — doch spricht auch hier die Reduktion der Zahl der Kalkbänder für die Verschmelzung einzelner Schuppen.

Die Boscoserie bildet den nordöstlichen Zipfel eines isoliert der Antigorio-, Bavonatal-, Campotalgneismasse eingeschalteten Komplexes prätriassischer Gesteine. Dieser Schieferkomplex beginnt am Monte Larone und zieht unter Aufspaltung in Teilzüge und zu grosser Mächtigkeit anschwellend durch die Bergketten, welche die Val Antigorio vom obersten Teilstück der Valle di Campo scheiden, zur Valle di Bosco heran. In der Valle di Bosco besitzt dieser Komplex eine Mächtigkeit von rund 300 Metern, verschmälert sich gegen NE rasch und endet — wie dies bereits die Simplonkarte zeigt — samt dem begleitenden Mesozoikum zwischen Marchenspitz und Wandfluhhorn.

Gleicherweise macht sich durch rapides Auskeilen einzelner Schichtglieder (z. B. Bat Nallgneise) auch eine starke Ausdünnung der Serie gegen E geltend, so dass es berechtigt erscheint, in Übereinstimmung mit dem Verhalten der Serie im Gebiet des Wandfluhhorns auch ein Auskeilen der Serie nach der Tiefe zu, d. h. gegen E und SE anzunehmen.

Gegen die ummantelnde Bombognoserie wird die Boscoserie durch wechselnd mächtige Lager und Bänder mesozoischer Gesteine abgegrenzt, gelegentlich gelangt sie auch in unmittelbaren tektonischen Kontakt mit ihr (Abschürfung des Mesozoikums). Vermutlich besitzt die Serie eine sehr komplizierte Innentektonik, deren Auflösung aber mangels einer gesicherten stratigraphischen Gliederung und zufolge der über die Serie hinweggegangenen starken Auswalzung grössten Schwierigkeiten begegnet. Immerhin gelingt es, mit Hilfe der mesozoischen Gesteine, die allerdings meist in Form von Linsen, seltener in ausgedehnteren Zügen der Boscoserie eingelagert sind, einige Linien dieser Innentektonik festzulegen. Vielleicht dürfte auch die pag. 121 begründete Vermutung, dass die Hornblende führenden Gesteine samt den metamorphen Peridotiten in das oberste Niveau der Boscoserie zu verweisen seien, einen weitern, tektonisch verwertbaren Horizont liefern. Demnach erscheint die Boscoserie ebenfalls in mehrere, N bis NE streichende Teilantiklinalen (Fig. 10) aufgespalten zu sein. Die petrographisch reichhaltigste, die Teilantiklinale IIa umfasst die Paragesteinszonen von Alpe Quadrella und Grossalp, denen die Zweiglimmerlagengneise und -stengelgneise von Bat Nall und Grossalp-Bosco eingelagert sind, und einen Teil der Amphibolite in der Zone P. 2176 m (unmittelbar westlich Sasso Rosso-schwarzer Brunnen-

Überab-Ritzberg und Basis des Marchenspitz. Diese Teilantiklinale IIa ist es, die der Serie die mächtige Entwicklung über der Valle di Bosco erteilt. Die Abgrenzungslinie von der im Gebiet des Bann flach, kuppelförmig (vgl. Profil 2 in Tafel II) aufgewölbten Teilantiklinale IIb wird durch sporadisch und spärlich auftretendes Mesozoikum angedeutet (schwarzer Brunnen, Überab, Gilt-Turtschi, Oberer See). Bedeutend kleinere aus Amphiboliten und Granatglimmerschiefern oder auch nur aus Amphiboliten bestehende, von Mesozoikum umhüllte Schürflinge der Boscoserie finden sich am Marchenspitz und in einer vom obern See bis in den Nordwestabfall des Bat Nall verfolgbaren Zone. Inwiefern auch die den Bündnerschiefern an der Grenze gegen die Boscoserie eingeschalteten Lager und Linsen als derartige in die Bündnerschiefer verschürfte Teile der Boscoserie zu betrachten sind oder aber dem Mesozoikum stratigraphisch verbunden sind, ist schwer zu entscheiden.

Der Untersuchung über das Verhalten der lokalen antiklinalen Bauelemente sei nun noch eine kurze Betrachtung über die Einordnung der Ergebnisse in das Bild, das wir uns vom Verlauf und Verhalten der regionaltektonischen Einheiten im Gebiet von Bosco machen müssen, angeschlossen. Dieses Bild wird im wesentlichen durch das Auskeilen der Boscoserie und des Mesozoikums gegen NE und durch die Unmöglichkeit, eine direkte Fortsetzung der Boscoserie nach SE durch die Valle di Bosco ziehen zu können, bestimmt.

Zusammengefasst ergibt die tektonische und petrographische Untersuchung der Bombogno- und Orsaliagneisserie, dass sich innerhalb dieser Serien die Verschmelzung der Antigorio-Bavonagneise und der Gneise der Valle di Campo (ev. Monte Leone-Ofenhorngneise) vollzieht. Diese Gneise gehören einer im Süden wurzelnden Antiklinale an, die – abgesehen von Verschuppungen — so lange zweigeteilt erscheint (Antigoriodecke und Decke der Gneise des Campotales bzw. Monte Leone-Ofenhorndecke), als das dritte antiklinale Bauelement der Gegend von Bosco, die Boscoserie, und dessen mesozoische Hülle dazwischen geschaltet sind (Fig. 10). Der Annahme von R. Staub (*64*), das Verschwinden der Boscoserie samt Mesozoikum bedeute ein Verschmelzen aller antiklinalen Einheiten (Decken I, II und III in Deckenschema I, pag. 131) steht jedoch entgegen, dass die Boscoserie ihren eigenen petrographischen Charakter bis in die äussersten, in die ummantelnde Bombognoserie vordringenden Spitzen beibehält und dass das begleitende Mesozoikum im Anschluss an die Endigung der Boscoserie ebenfalls verschwindet.

Das Verhalten der antiklinalen Bauelemente der Gegend von Bosco ist nach meiner Ansicht am zwanglosesten mit dem Preiswerk'schen Deckenschema (Deckenschema II, pag. 133) in Einklang zu bringen. Die Boscoserie ist darin nicht als ein Teilstück einer selbständigen, im Süden wurzelnden Antiklinale zu betrachten, sondern erscheint als ein Teil der durch tiefere Antiklinalen (Monte Leone-Ofenhornteillappen) überfahrenen Bernharddecke. Für diesen Zusammenhang spricht auch die weitgehende Übereinstimmung der Boscoserie mit der Berisalgneiszone im Gebiet nördlich und südöstlich der Simplonpasshöhe.

b) Synklinale Bauelemente:

Nach dem Verhalten des Mesozoikums zu den prätriassischen Gesteinsserien lassen sich im Untersuchungsgebiet zwei Arten von Synklinalzonen unterscheiden.

Ein erster Typus ist durch die Synklinalzonen gegeben, welche die Orsaliagneisserie und die Bombognoserie in Schuppen zerlegen.

In diesen Synklinalzonen greift nur das Mesozoikum — gewöhnlich in Form von dünnen Platten oder oft auch nur durch Linsen markiert — zwischen die älteren, wurzelnden Gesteine. Die Aufnahmen ergaben, dass im Bombognogebiet das in einzelne Züge aufgespaltene Mesozoikum in weit reichlicheren Massen vorhanden ist, als bisher bekannt war. Von diesen Zügen setzen aber nur wenige auf die Nordseite der Valle di Bosco über und verschwinden dann ebenfalls im Gebiet des Wandfluhhorns. Dieses Verschwinden halte ich durch das Vorliegen von Muldenenden bedingt. Zwar ist im penninischen Gebiet bei der Wertung auskeilender mesozoischer Schichtkomplexe als Muldenschlüsse sicher grosse Vorsicht geboten, da Ausquetschung des Gesteinsinhaltes der Synklinalzonen leicht das Vorliegen von Muldenenden vortäuschen könnte. In solchen Fällen ist aber der weitere Verlauf der Muldenzonen gewöhnlich durch eine Trennungslinie markiert, längs welcher sich differente prätriassische Gesteinsserien berühren (z. B. Trennungslinie zwischen Antigoriogneis und Maggialappen auf der Strecke Pizzo del Mascarpino — Someo [*50*]). Dieses trifft aber im vorliegenden Fall nicht zu. Die Übereinstimmung der hangenden und liegenden Gneismassen deutet im allgemeinen viel eher auf eine geringe Muldentiefe hin. Auch mag die Anreicherung der Triasbildungen in der Valle di Campo — in Analogie mit Erscheinungen in andern Gebieten der lepontinischen Region (*50*) — einer Akkumulation der

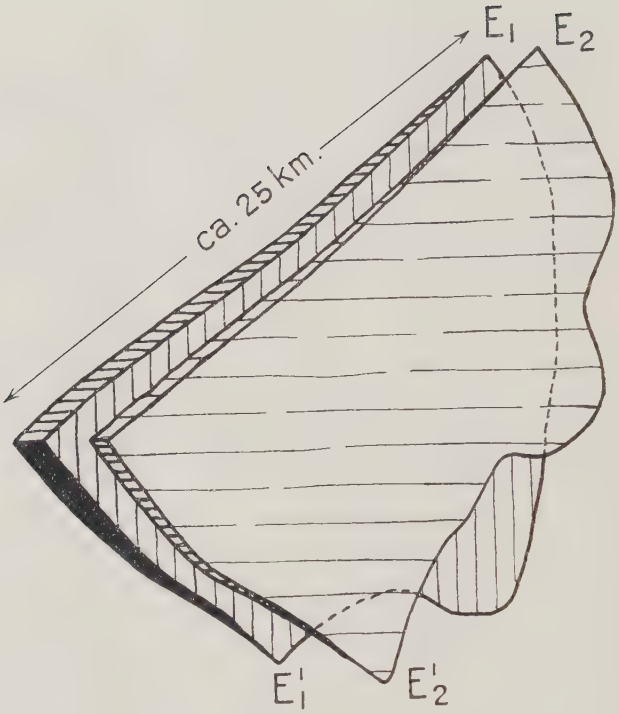


Fig. 11. Verlauf der Muldensäume zweier Synklinalzonen (schematisch).

E_1, E_1', E_2, E_2' Muldenenden
E_1–E_1', E_2–E_2' gebuchteter Muldensaum.

allerdings bereits primär lückenhaft verbreiteten Trias in den äussersten Muldenspitzen entsprechen.

Die Muldenenden erscheinen nun aber im Gebiet von Bosco sowohl nach N (Muldenenden zwischen Marchenspitz und Wandfluhhorn, und über der Valle di Bosco) als auch nach E (Muldenspitzen in der Valle di Campo) gekehrt. Diesem Verhalten kommt im Bild, das wir uns über den Verlauf und die Form des Muldensaumes (= Verbindungslinie aller Muldenenden einer Synklinalzone) machen müssen, grosse Bedeutung zu. Der Muldensaum bildet keine gerade Linie sondern scheint gebuchtet zu sein, was einem mehr oder minder tiefen Einstechen der Mulden entspricht und Diskontinuitäten im Auftreten des Mesozoikums erklärlich macht (Fig. 11).

Durch das Fehlen der im Bereich von Muldenenden zu erwartenden Umbiegungen — eine auch in andern Gebieten der pennini-

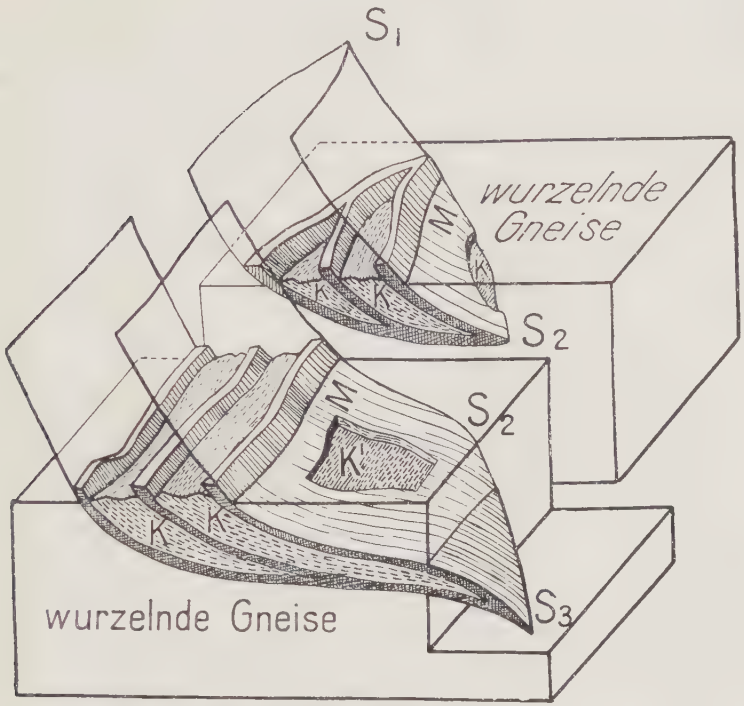


Fig. 12. Synklinalzonen mit Teilkernen eingewickelter, älterer Gesteine. (Typus der Synklinalzone, welche die B = Boscoserie enthält.)

K = Kerne älterer Gesteine (= nicht wurzelnde Teile einer eingewickelten Decke). K' = oberer Teilkern in einem Fenster sichtbar.

M = Mesozoikum (z. T. als Hülle von K, z. T. Scheider der Teilkerne K). S_1–S_2–S_3 = konvex verlaufender Muldensaum.

schen Decken zu machende Beobachtung (*33*, 90) —, das auf eine unter hohen Belastungsdrucken wirkende, gerichtete Durchbewegung zurückzuführen ist, fügen sich diese Muldenenden völlig dem von isoklinaler Faltung beherrschten Bau des Untersuchungsgebietes ein.

Beim zweiten Typus (Fig. 12) bildet das Mesozoikum die Umhüllung eines prätriassischen Gesteinskomplexes (Boscoserie), der als Antiklinale B (pag. 132) zwischen wurzelnde Gneisantiklinalen (Antigorioteildecke und Monte Leoneteildecke) eingeklemmt ist. Starke Wechsel in den Mächtigkeiten dieses Hüllmesozoikums deuten auf eine intensive Fältelung — verbunden mit Abschürfung, Verschleppung und Häufung der Gesteinsmassen an andern Stellen — innerhalb des Mesozoikums hin. Diese Umgestaltung erklärt

auch, dass bei Bosco ev. primär vorhandener dissymmetrischer Bau solcher Deckenscheider (vgl. pag. 132), der ein Kriterium für solche Synklinalzonen bilden kann, nicht nachweisbar ist.

Mit der Vereinigung der hangenden und liegenden, wurzelnden Gneismassen enden auch diese Synklinalzonen, wie dies südwestlich des Wandfluhhorns zu beobachten ist, wo die Gesamtheit von Mesozoikum und zwischen geschalteter Boscoserie als eng zusammengepresstes Paket allmählich ausdünnend und ähnlich wie eine Synklinalzone vom Typus I zwischen der Orsaliagneis-Bombognoserie endet.

Verwerfungen.

Lediglich von lokaltektonischer Bedeutung sind geologisch junge, d. h. erst nach der Gebirgsfaltung erfolgte Verschiebungen in vertikaler Richtung, die an verschiedenen Stellen durch Mylonitzonen, Ruscheln und Rutschharnische angedeutet werden.

Am besten sind diese Verschiebungen im stark zerrütteten Bombognogebiet an Verwerfungen der Kalkschieferzüge zu erkennen (z. B. Verwerfung, die in der Runse westlich der Ausbruchnische des Bergsturzes von Bosco verläuft und eine Sprunghöhe von ca. 2 Metern besitzt). Die Verwerfungen streichen N-NW bis N. Sie besitzen meist nur geringfügige Sprunghöhen, weshalb auf ihre kartographische Darstellung im allgemeinen verzichtet wurde. Nur die — auch topographisch sich deutlich ausprägende — Verwerfung, welche bei P. 2063 durch den Grat Quadrellapass-Bombogno schneidet und die Felsrutschung von Campo im E begrenzt, wurde in Anbetracht ihrer grösseren Sprunghöhe (die Profilkonstruktion ergibt ungefähr 100 Meter) und eines mutmasslichen Zusammenhanges mit der Felsrutschung von Campo (Schleppen der Schichten und dadurch bedingte Beeinflussung der Wasserführung in den sackenden Massen) auf der Kartenskizze (Tafel I) und Profil 1 (Tafel II) eingetragen.

III. Quartär.

Glaziale Bildungen: An die Talwände geklebtes Moränenmaterial, einzelne Moränenwälle, Rundhöcker, geschliffene Felsflächen, Karseen und verschleppte Giltsteinblöcke bilden die Anzeichen einer ausgedehnten, diluvialen Vergletscherung der von rezenten Gletschern völlig freien Region von Bosco. Verbreitung, Standhöhe (= obere Schliffgrenze) und Transflueszenz der im Einzugsgebiet des diluvialen Maggiagletschers liegenden Eismassen

der Valle di Campo und Valle di Bosco, sowie den glazialen Formenschatz dieser Täler hat H. Lautensach (*11*) — auf dessen Ausführungen hier insbesondere zu verweisen ist — kartographisch und textlich zur Darstellung gebracht.

Da das Moränenmaterial anscheinend völlig dem Einzugsgebiet der heutigen Täler selbst entstammt, typische Moränenpackung selten zu beobachten und die Bedeckung durch Vegetation eine starke ist, gestaltet sich die Unterscheidung von Moränen und dem gegen die Talsohlen oft sehr reichlich entwickelten Gehängeschutt meist recht schwierig. Immerhin ist feststellbar, dass wechselnd ausgedehnte Reste von Talmoränen vor allem auf den weit flacheren Nordflanken der beiden Täler, dann auch in der Gegend von Cerentino, am Zusammenfluss der beiden Gletscherströme, sowie in der Umgebung der Grossalp auftreten, während die weitaus steileren und leicht zu Verstürzungen neigenden Südflanken neben anstehendem Fels hauptsächlich Gehängeschuttbildung aufweisen.

Morphologisch sich gut ausprägende Moränenwälle treten bei Cerentino und Grossalp auf. Rundhöcker und geschliffene Felsflächen sind in den flacheren Partien der ehemaligen Firnmulden (H. Lautensach lc. pag. 27) von Grossalp, Bann und Wolfstaffel, sowie beim Quadrellapass verbreitet; die Karseen (Krameggsee, oberer See, innerer See etc.) sind an die Sockelpartien der Kammregion gebunden.

Die Giltsteinblöcke von Bosco-Giltstalden (vgl. Anm. pag. 120) sind nach meinem Dafürhalten in der Valle di Bosco beheimatet; sie scheinen aber nicht durch Absturz vom Bombogno, sondern durch Glazialtransport vom Ritzberg an ihre heutige Ablagerungsstelle gelangt zu sein (ausgesprochen reihige Anordnung der zahlreichen, äusserst verschieden dimensionierten Blöcke. Auftreten gleichartiger Gesteine auf einem 600—700 m hoch gelegenen Talgesims in der Val Nocca auf der rechten Seite der Valle Maggia (nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. H. Preiswerk), wodurch wir allerdings zur Annahme eines interglazialen Alters des Bergsturzes von Bosco gezwungen werden.

Bergstürze, Felsrutschungen, Sackungen und Blockschutt. Im Untersuchungsgebiet sind zwei grössere Komplexe bewegter Gesteinsmassen zu verzeichnen, die beide im äusserst stark zerklüfteten und zerrütteten Bombognogebiet liegen.

Das Bergsturzareal von Bosco umfasst die Trümmer eines zur Hauptsache alten, vermutlich während eines stadialen Rückzugs des Boscogletschers niedergegangenen Felssturzes vom Bombogno. Die Ausbruchnische liegt südlich des Dorfes Bosco in einer

Höhe von ca. 1800 m und ist deutlich als solche erkennbar. Die Bergsturzmassen dürften schätzungsweise einen Rauminhalt von 5000000 Kubikmetern besitzen; sie bestehen im wesentlichen aus Gneisen der Bombognoserie, zu denen sich vermutlich etwas später abgestürzte Amphibolite und Kalkschiefer gesellen.

Das Felsrutschgebiet von Campo, dem A. Heim eine spezielle Arbeit (*29*, vgl. auch *27*, pag. 526) gewidmet hat und in welchem sich eine Gesteinsmasse von ca. 150000000 Kubikmetern in langsam talwärts gleitender Bewegung befindet, wurde insofern in den Kreis der Untersuchungen einbezogen, als es das Aufnahmegebiet im SW begrenzt. Sein NE-Rand scheint mit der Bombognoverwerfung zusammenzufallen, mit der wahrscheinlich auch die in ihrer N-NE Fortsetzung im Gebiet des „Sturne-Baches" (= Bach, der östlich des schwarzen Brunnens vom Norden her in die Bosco-Rovana einmündet) auftretenden Sackungserscheinungen in Verbindung zu bringen sind.

Die grossen Kalkschieferblöcke von Überab entstammen dem Ausbruch von „in Russa" (= Felsen zwischen Alp Bobna und Alpe Anditschei). Der gelockerte Verband dieser Felsen lässt hier voraussichtlich noch weitere Nachstürzungen erwarten, wie auch der Absturz grösserer Felsblöcke vom Kamm Grosshorn-Quadrellapass gegen die hintere Valle di Bosco in Aussicht zu stellen ist.

Von den eigentlichen Bergstürzen sind die Blockschuttbildungen zu unterscheiden. Der Unterschied ist zwar lediglich ein gradueller und durch sukzessiven Nachschub des im allgemeinen in kleineren Massen abbrechenden und in geringeren Entfernungen von der Abbruchstelle zur Ablagerung gelangenden Schuttmaterials charakterisiert. Anderseits ist auch die Abgrenzung der Blockschuttbildungen vom gewöhnlichen Gehängeschutt keine sehr scharfe. Blockschutt ist in den beiden Rovanatälern sehr verbreitet zu treffen. Hiezu sind vor allem die aus groben Blöcken bestehenden Schuttmassen südöstlich der Grossalp, nördlich Bosco und im Gebiet der Alpen Pian Croscio und Corte Bruciato im Bombognogebiet zu rechnen.

Schuttkegel, Talböden und Terrassenränder.

Die starke Verschuttung der Region von Bosco erleichtert die Bildung von Schuttkegeln, die wir nach der kontinuierlichen oder nur zeitweiligen Wasserführung der Rinnen, an deren untern Ende sie auftreten, in Bachschuttkegel und trockene Schuttkegel gliedern.

Im Untersuchungsbiet dehnt sich ein kleinerer, ebener Talboden westlich Bosco in der Richtung gegen den schwarzen Brunnen aus. Er dürfte durch Ausfüllung eines eventuell durch den Bergsturz von Bosco aufgestauten kleinen Sees entstanden sein.

Terrassenränder, die steilen Erosionsrändern tiefer verlegter Flüsse an lose gelagertem Schuttmaterial (Moräne, Schuttkegel, Gehängeschutt) entsprechen, finden sich bei Corino, Cerentino-Torri und Niva-Grosa.

IV. Rohstoffe.

Im Untersuchungsgebiet finden sich Spuren der früheren Ausbeutung folgender Rohstoffe:

Giltstein. Seine Fähigkeit, Wärme zuspeichern und seine leichte Verarbeitbarkeit zu Platten wussten die Bewohner von Bosco und Campo im Bau von Öfen zu nutzen. Ausgebeutet wurden in Bosco vor allem die Vorkommen vom schwarzen Brunnen (lt. *62*) und (nach eigenen Beobachtungen) von Giltstalden, in Campo das ausserhalb des Untersuchungsgebietes gelegene Vorkommen von Riale di Matignello. Mit dem Giltsteinvorkommen der Region von Bosco befasst sich ein Spezialgutachten von Dr. H. Stauffer, von dem mir die Fundkarte zur Einsicht vorlag.

Kalkmarmore und Dolomitmarmore, die teils anstehenden Trias- und Bündnerschiefervorkommen, teils verstürzten Blöcken entstammen, wurden an verschiedenen Stellen gebrannt; das Brennprodukt dürfte aber in Anbetracht des oft sehr hohen Gehaltes an Quarz und Silikaten ein wenig hochwertiges gewesen sein. Die Standorte der an den Ausbeutungsstellen ad hoc errichteten, heute grösstenteils verstürzten Kalköfen (= fornaci) sind auf der Karte eingezeichnet.

Spuren alter Schürfungen auf Golderze finden sich bei der Lokalität Teill nordwestlich Bosco (mit Schwefelkies verkleidete Klüfte in Amphiboliten) und ca. 1 km südlich der Boccha di Cerentino (saigere Quarzgänge in kleinkörnigen Biotitoligoklasgneisen der Orsaliagneisserie). Beide Schürfungen waren erfolglos, doch ist der letzteren eine Berechtigung nicht ganz abzusprechen, da die geologische Situation eine gewisse Ähnlichkeit mit der Goldmine in der Val Calneggia (*63*, 208; *51*, 59) aufweist.

V. Spaltenfüllungen (Pegmatite und Gangquarze mit Skapolith. Übergänge zu Quarzgängen und Mineralklüften).

Durch das ganze Gebiet und alle Serien sind Spaltenfüllungen, die z. T. das Nebengestein durchbrechen, z. T. diesem lagergangartig eingeschaltet sind, ziemlich verbreitet zu treffen. Diese Spaltenfüllungen halte ich in ihrer Genese und ihrem Alter für verwandt mit den von H. Preiswerk (*54*) aus dem Mitteltessin erwähnten Gangbildungen, deren Intrusion H. Preiswerk in die Endphasen der alpinen Hauptdislokation verlegt.

Die Gänge weisen in der Zusammensetzung alle Übergänge von reinem Quarz zu pegmatischen Gesteinen auf. Die Zufuhr leicht flüchtiger Bestandteile aus mehr oder weniger weit entfernten Magmenherden kommt in diesen Spaltenfüllungen im Führen von Muskovit, Turmalin, Skapolith, zu denen gelegentlich noch Erze treten, zum Ausdruck. Durch nachträgliche Dislokationsvorgänge erscheinen die Mineralien nicht selten kataklastisch deformiert.

VI. Mineralfunde.

Im Verlaufe der Aufnahmen wurde ein Reihe von gut kristallisierten Mineralien gefunden, die hier noch kurz angefügt sei. Nach geologischen Gesichtspunkten sind die gemachten Funde folgendermassen zu gruppieren:

Gesteinsmineralien (i. S. von J. Königsberger: *38*) = Mineralien, die makroskopisch gut kristallisierten Gesteinsgemengteilen entsprechen und deren Entstehung mit der Bildungsgeschichte der Gesteine selbst aufs engste verknüpft ist.

Titanit (Habitus: Briefcouvertform) in den Biotitgneisen der Orsaliagneisserie.

Turmalin (H. dünnstengelig) in Aplitgneisen von Grossalp und „hinter dem Zinggdschi".

Granat (H. [110] und Staurolith H. [110] ohne Endflächen) in den prätriassischen Glimmerschiefern und Paragneisen auf der E-Seite des Krameggpasses und nordwestlich der Grossalp.

Disthen (H. breitstengelig) in phyllitischen Gesteinen der Bündnerschieferserie im Gebiet des Bann.

Magnetit (H. [111]) in Chloritschiefern von Grossalp, Gilt-Turtschi und auf der Westseite des Ritzberges.

Talk (grobblättrig), Asbest (nadelig, strahlig) und Breunnerit (Rhomboeder) in Giltsteinen vom Gilt-Turtschi, schwarzen Brunnen und Bosco-Giltstalden.

Zu diesen Mineralfunden rechne ich auch die Komponenten der pag. 116 und 121/22 erwähnten mineralaggregatartigen Gesteine.

Kluftmineralien. Sie zeigen eine mehr oder weniger deutliche Abhängigkeit vom Nebengestein, doch dürfte bei ihrer Entstehung, die in der Phase des Ausklingens des alpinen Faltungszyklus (insubrische Phase i. S. ARGAND's) fällt (*38*), vielleicht auch zugeführte Lösungen eine gewisse Rolle gespielt haben. Ihre Abgrenzung von den Spaltenfüllungen ist naturgemäss keine scharfe, sobald eine völlige Ausheilung der Klüfte durch Quarzsubstanz erfolgte. Es wurden gefunden:

auf Klüften in Orthogneisen:	Quarz, Epidot, Chlorit, Kalzit, Basanomelan (Grossalp).
in Amphiboliten:	Quarz, Pyrit (nicht selten Cu-haltig), Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Prehnit (schwarzer Brunnen), Chlorit, Adular.
in Triasdolomiten:	Quarz, Tremolit, Kalzit, Talk.
in Kalkschiefern:	Quarz.

Verzeichnis der im Text zitierten Literatur.

Abkürzungen:

Beitr. Lfg. (N. F.)	=	Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung... (Neue Folge).
C. R. Congr. int.	=	Compte rendu du congrès géologique international.
Diss.	=	Inaugural-Dissertation.
Eclog.	=	Eclogae geologicae helvetiae. Vol. ...
S. M.-P. M.	=	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen Bd. ...
Viertelj.schr. Zch.	=	Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich.
Verh. Basel	=	Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel. Band ....
Ber.	=	Bericht.
Abh.	=	Abhandlungen.
Mittlgn.	=	Mitteilungen.
*)	=	mit ausführlichem Verzeichnis älterer Literatur über die Geologie des Simplongebietes.

1. Allgemeinere mineralogische und petrographische Literatur.

1. BECKE, F. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. C. R. Congr. int. IX. 1903. Vienne.

2. DALY, R. A. Origin of alkalin Rocks. Bull. Geol. Soc. of America. Vol. 21. 1910.

3. DUPARC, L. und REINHARD, M. La détermination des plagioclases dans les coupes minces. Mém. Soc. phys. et nat. Genève. 1924.

4. Grubenmann, U. Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910.

5. Grubenmann, U. und Niggli, P. Die Gesteinsmetamorphose. (Die kristallinen Schiefer. I. Allgemeiner Teil.) Berlin 1923.

6. Holmes, A. Petrographic Methods and Calculations. London 1921.

7. Niggli, P. Gesteins- und Mineralprovinzen (Vol. I). Berlin 1923.

8. Niggli, P. Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. S. M.-P. M. VII. 1927.

2. Regionale Literatur.

9. Arndt, H. Petrographische Studien in der Kontaktzonen der Gneise und Kalksteine im Simplongebiet. Jahresber. d. schlesischen Gesellschaft f. vaterländische Kultur. 1913.

10. Argand, E. Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et des territoires environnants. Carte spéciale No. 64 et coupes. Beitr. XXVI. 1911.

11. Argand, E. Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensive des Alpes occidentales. Proc. verb. de la soc. vaud. nat. Séance du 5. juillet 1911.

12. Argand, E. Sur les plis transverseaux des Alpes occidentales et sur la tectonique du Tessin septentrional. Société neuchâtel. scienc. nat. 1915.

13. Argand, E. Sur l'arc des Alpes occidentales. Avec planches. Eclog. XIV. 1916.

14. Bonney, T. G. On cristallin schists and their relation to mesozoic rocks in the Lepontine Alps. Quart. Journ. Geol. Soc. London. XLVI. 1890.

15. Bossard, L. Der Bau der Tessinerkulmination. Eclog. XIX. 1925.

16. Eichenberger, A. Geologisch-petrographische Untersuchungen am SW-Rand des Gotthardmassivs. Eclog. XVIII.

17. Frischknecht, G. Die zwei Kulminationen Tosa und Tessin und ihr Einfluss auf die Tektonik. Eclog. XVII. 1923.

18. Garwood, E. J. The Tarns of the Canton Ticino. Quart. Journ. Geol. Soc. London. LXII. 1906.

19. Gallo, G., Giorgis, G., Stella, A. Studio chimico-lithologico di Rocci della Regione attraversata dalle Linee di accesso al Sempione. Estr. dal Vol.: Soc. Italiana per la Strade Ferrate del Mediterrano-Servizio delle Costruzione-Relazione sugli studie lavore esegenti dal 1879 al 1905.

20. Gerlach, H. Die penninischen Alpen. Neue Denkschr. der schweiz. nat. forschenden Gesellsch. Bd. XXIII. 1869.

21. Gonsalves, M. Der Simplontunnel. Eine petrographische Studie. Zeitschr. der deutsch. geol. Gesellsch. 1917.

22. Grubenmann, U. Über einige tiefe Gneise aus den Schweizeralpen. C. R. congr. int. 1910. Stockholm.

23. Grubenmann, U. und Hezner, L. Zusammenstellung der Resultate über die von 1900 bis 1915 im min.-petr. Institut der eidgen. technischen Hochschule ausgeführten, chemischen Gesteins- und Mineralanalysen. Viertelj.schr. Zch. 61. 1916.

24. Gutzwiller, E. Injektionsgneise aus dem Tessin. Eclog. XII. 1912.

25. Gutzwiller, E. Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin. Zentralbl. f. Min. Geol. Paläont. etc. 1912. No. 12.

26. Gutzwiller, E. Zwei besondere Typen von Injektionsgneisen aus dem Tessin. Zentralbl. f. Min. etc. 1914. No. 11.

27. Heim, Alb. Geologie der Schweiz. Bd. II, 2. 1920/22.

28. Heim, Alb. Die Bodenbewegungen von Campo im Maggiatal, Kt. Tessin. Mit Tafel. Viertelj.schr. Zch. XLIII. Geologische Nachlese No. 8.

29. Henny, G. Essai sur la tectonique du Tessin. Proc. verb. soc. vaud. Sc. nat. Avril 1920.

30. Henny, G. Problèmes de géologie alpine. Eclog. XVI. 1920.

31. Jenny, H. Bau der unterpenninischen Decken im Nordost-Tessin. Eclog. VII. 1922.

32. Jenny, H. Über Bau und Entstehung der penninischen Decken. Eclog. XVII. 1928.

33. Jenny, H., Frischknecht, G., Kopp. J. Geologie der Adula. Beitr. Lfg. 51. (N.F.) 1.—3. Teil. 1923.

34. d'Italia, Carta geologica 1:100000, fol. 5 (Val Formazza), fol. 15 (Domodossola) e fol. 16 (Cannobio). 1921.

35. Klemm, G. Bericht über Untersuchungen an sog. „Gneisen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessineralpen. Sitzungsber. d. kgl. preuss. Akad. d. Wiss. Physik-Math. Klasse. 1904, 1905, 1906 und 1907.

36. Klemm, G. Über die genetischen Verhältnisse der Tessineralpen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 63. Monatsber. 8—10. 1910.

37. Königsberger, J. Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. Eclog. X. 1909.

38. Königsberger, J. Über alpine Minerallagerstätten. Abh. d. kgl. bayr. Akad. d. Wiss. XXVIII, 10, 11 und 12. Abh.

39. Kopp, J. Zur Tektonik des Pizzo Claro und der Wurzelzone im untern Misox. Eclog. XVIII.

40. Krige, L. J. Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Eclog. XVI. 1918.

41. Lautensach, H. Die Übertiefung des Tessingebietes. Geogr. Abh. Herausgegeben von A. Penk. Berlin 1912.

42. Lugeon, M. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Extr. du bulletin de la soc. géol. de France. 1901.

43. Lugeon, M. et Argand, E. Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone Piémont. C. R. des séances de l'acad. des Sciences. Paris 1905.

44. Niggli, P. Petrographische Provinzen der Schweiz. Viertelj.schr. Zch. Bd. 64 (Heimfestschrift) 1919.

45. Preiswerk, H. Über Dunitserpentin am Geisspfad im Oberwallis. Diss. Basel 1901.

46. Preiswerk, H. Die metamorphen Peridotit- und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. Verh. Basel. XV. 1913.

47.* Preiswerk, H. Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebietes. Beitr. Lfg. XXVI. 1. Teil 1907.

48. Preiswerk, H. Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. Verh. Basel. XXIV. 1913.

49. Preiswerk, H. Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. Eclog. XIII. 1914.

50. Preiswerk, H. Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. Beitr. XXVI. 2. Teil. 1918. Mit Spezialkarte (No. 81) und Profiltafeln.

51. Preiswerk, H. Über neue Skapolithfunde in den Schweizeralpen. Verh. Basel. XXVIII.

52. Preiswerk, H. Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessinerquerfalte. Eclog. XVI. 1921.

53. Preiswerk, H. Tessinergneis. Eclog. XVI. 1921.

54. Preiswerk, H. Der Tessinergneis. S. M.-P. M. IV.

55. Rothpletz, A. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. LXVI. 1914.

56. Sacco, F. Les Alpes occidentales. Torino 1913.

57. Schardt, H. 31 Rapports trimestriels au Conseil fédéral Suisse sur l'état des travaux du percement du Simplon. 1898/1906.

58. Schardt, H. Les résultats scientifiques du percement du tunnel du Simplon. Bull. tecnique de la Suisse romande No. 10, 11, 12 et 14.

59. Schardt, H. Collection de Roches du Tunnel (Simplon). Assemblée par le Professeur H. Schardt, Neuchâtel. Comptoir minéralogique et géologique Suisse (Ancienne Maison H. Minod). Gretel, Wendler & Cie., Genève.

60.* Schmidt, C. Die Geologie des Simlpongebietes und des Simplontunnels. Rektoratsprogramm Basel 1907.

61. Schmidt, C. Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Eclog. IX. 1907.

62. Schmidt, C., Preiswerk, H. und Stella, A. Geologische Karte der Simplongruppe mit Profilen und Erläuterungen. Beitr. XXVI, 1908. Spezialkarte No. 48 (1:50000).

63. Schmidt, C. Texte explicatif de la Carte des Gisements des Matières premières de la Suisse 1:500000. Bâle 1920.

64.* Staub, R. Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. Lfg. 52. (N. F.).

65. Staub, R. Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. Lfg. 46. III (N. F.) 1917.

66. Staub, W. Zur Tektonik des Gebirges zwischen Turtmanntal und Simplonpass. Eclog. XX.

67. Stella, A. Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. Roma 1905.

68. Traverso, Stefano. Geologia del'Ossola. Con 11 tavole e una carta geologica. Genova 1895.

69. Werenfels, A. Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales. Beitr. XXVI. 3. Teil.

70. Zeller, H. R. Ein geologisches Querprofil durch die Zentralalpen. Diss. Bern 1895.

Eingegangen am 10. Juli 1929.

Vita.

Ich, Paul Otto Grütter, wurde zu Basel am 3. November 1898 als Sohn des Tapezierermeisters Paul Grütter sel. von Seeberg (Kt. Bern) und Basel und seiner Ehegattin Emilie geb. Matter von Muhen (Kt. Aargau) geboren.

Ich durchlief die Primarschule, Untere und Obere Realschule Basels und erwarb mir an letzterer im Herbst 1917 das Reifezeugnis. Seit 1917 bin ich an der Universität Basel immatrikuliert. Nach einem allgemeinern Studium der Naturwissenschaften begann ich im Sommer 1922 auf Anregung der Herren Prof. C. Schmidt und Prof. H. Preiswerk an der Mineralogisch-petrographischen Anstalt der Universität die vorliegende Arbeit, deren Ausarbeitung nach dem Ableben von Herrn Prof. C. Schmidt (1923) unter der Leitung des neuen Institutsvorstehers, Herrn Prof. M. Reinhard, weiter und zu Ende geführt wurde.

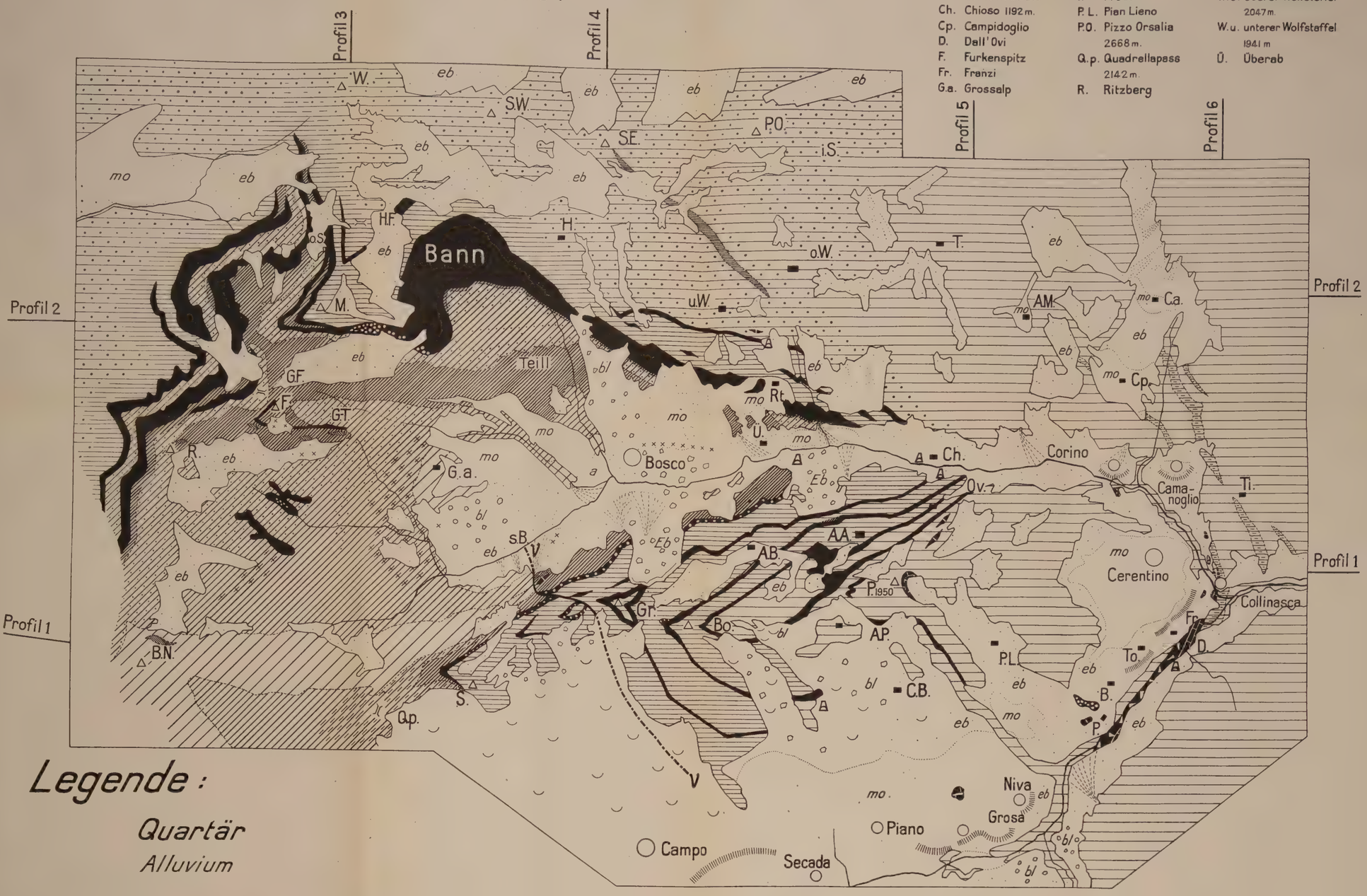
Während meiner Studienzeit besuchte ich die Vorlesungen, Übungen und Exkursionen folgender Herren Professoren und Dozenten: C. Schmidt, sel., M. Reinhard, H. Preiswerk, A. Buxtorf, F. Speiser, F. Zschokke, G. Senn, A. Hagenbach, Fr. Fichter, H. Rupe, A. L. Bernoulli, H. Zickendraht, Th. Niethammer, W. Hotz.

Geologische Kartenskizze der Umgebung von Bosco (V. Maggia).

aufgenommen von O. Grütter 1922 - 1923.

1:25000.

A.A. Alpe Anditschei
A.B. Alpe Bobna 1744 m.
A.M. Alpe Matero 1888 m.
A.P. Alpe Pian Croscio 1848 m.
B. Bazzi
B.N. Bat Nall (syn. Madone) 2749 m.
Bo. Bombogno (syn. Mittagshorn) 2335 m.
C.a. Corte antico 1819 m.
C.B. Corte Bruciato
Ch. Chioso 1192 m.
Cp. Campidoglio
D. Dall'Ovi
F. Furkenspitz
Fr. Franzi
G.a. Grossalp
Gr. Grosshorn 2173 m.
G.F. Guriner-Furka 2322 m.
G.-T. Gilt-Turtschi
H. Hirli 2282 m.
H.F. Hintere Furka 2422 m.
i.S. innerer See
M. Marchenspitz 2689 m.
o.S. oberer See
Ov. Ovia
P. Presa
P.L. Pian Lieno
P.O. Pizzo Orsalia 2668 m.
Q.p. Quadrellapass 2142 m.
R. Ritzberg
Rt. Ritena (syn. Rütenen)
S. Sasso Rosso 2182 m.
s.B. zum schwarzen Brunnen
S.E. Strahlbann-Ostgipfel
S.W. Strahlbann- (2692 m. -Westgipfel 2782 m.
T. Torli 2198 m.
Ti. Tidi 1354 m.
To. Torri
W. Wendfluhhorn 2860 m.
W.o. oberer Wolfsteffel 2047 m.
W.u. unterer Wolfsteffel 1941 m
Ü. Überab



Legende:

Quartär

Alluvium

- a — Talböden
- eb — Gehängeschutt, z. T. verschwemmte Moräne (Campotal).
- bl — Blockschutt
- Eb — Bergsturz mit Ausbruchnische (interglazial bei Bosco).
- Sackungen und Felsrutsch von Campo.
- Ränder von Erosionsterrassen
- Bachschuttkegel
- trockene Schuttkegel

Diluvium.

- mo — Moräne
- verschleppte (erratische) Giltsteinblöcke.

Mesozoikum.

Bündnerschieferserie

Sedimentäre Gesteine unbestimmbaren Alters. Lias ?

kalkig-sandige Serie: kristalline Kalke, Cipolline und Kalkglimmerschiefer; quarzitische Kalkschiefer bis Kalkquarzite.

tonig-sandige Serie: dunkle Granatglimmerschiefer bis -gneise, Granatdisthenzweiglimmerschiefer bis -phyllite, Granat führende Kalksilikatschiefer.

Trias.

Linsen und Bänke kristalliner Kalke und Dolomite, zum Teil Glimmer führend (Cipolline).

Rauhwacke (Zellenkalke) und Quarzite von Collinasca - Presa (Campotal).

Prätriassische kristalline Schiefer und Gneise.

1. Orsaliagneisserie.

Vorwiegend Gesteine mit Orthohabitus (titanitreiche Granitgneise und Migmatite mit Orthohabitus). Mit concordant eingeschalteten Apliten wechsellagernd.

mittelkörnige, flasrige, helle und dunkle Biotitalkalifeldspatgneise, lokal mit Augentextur, (Wandfluhhorn-Strahlbanntypus); z. T. sehr quarzreich (Tosataltypus).

Einlagerung von mittelkörnigen, dioritisch-gabbroiden Amphiboliten.

klein- bis feinkörnige, oft lagige Biotitoligoklasgneise (Materotypus), Zweiglimmergneise und granulitartige Muskovitalkalifeldspatgneise.

Einlagerungen von fein- bis mittelkörnigen Parabiotitgneisen bis -schiefern, Zweiglimmerschiefern und Paraamphiboliten. Sämtliche Arten z. T. makroskopisch Granat führend.

2. Bombognoserie.

Tektonisch stark beanspruchte, randliche Differenziations- und Mischzone der Orsaliagneisserie.

feinkörnige, gebänderte Lagengneise: Zweiglimmergneise (z. T. verwischt injiziert), Aplitgneise und dunkle Biotitoligoklasgneise bis Biotitschiefer in Wechsellagerung.

3. Boscoserie.

Heterogener Komplex von Paragneisen und -schiefern, Orthogneisen, sowie von Hornblende führenden Gneisen und Schiefern (Amphibolite fraglichen Alters und wenig gesicherter Abkunft) mit Einlagerungen von metamorphen Peridotiten.

helle Glimmerschiefer, Gneisquarzite und feinkörnige, braune Biotitgneise (Paragesteine).

makroskopisch Granat führend

makroskopisch Staurolith führend

Muskovitschiefer bis -gneise (Randzone der Orthogneise).

mittelkörnige Zweiglimmerlagen- und -Stengelgneise (Orthogneise).

Einlagerung von Talk-Aktinolitschiefern am Bat-Nall feinkörnige Hornblendeschiefer bis -gneise (Amphibolite); z. T. Epidotamphibolite, Biotitamphibolite und Granatamphibolite.

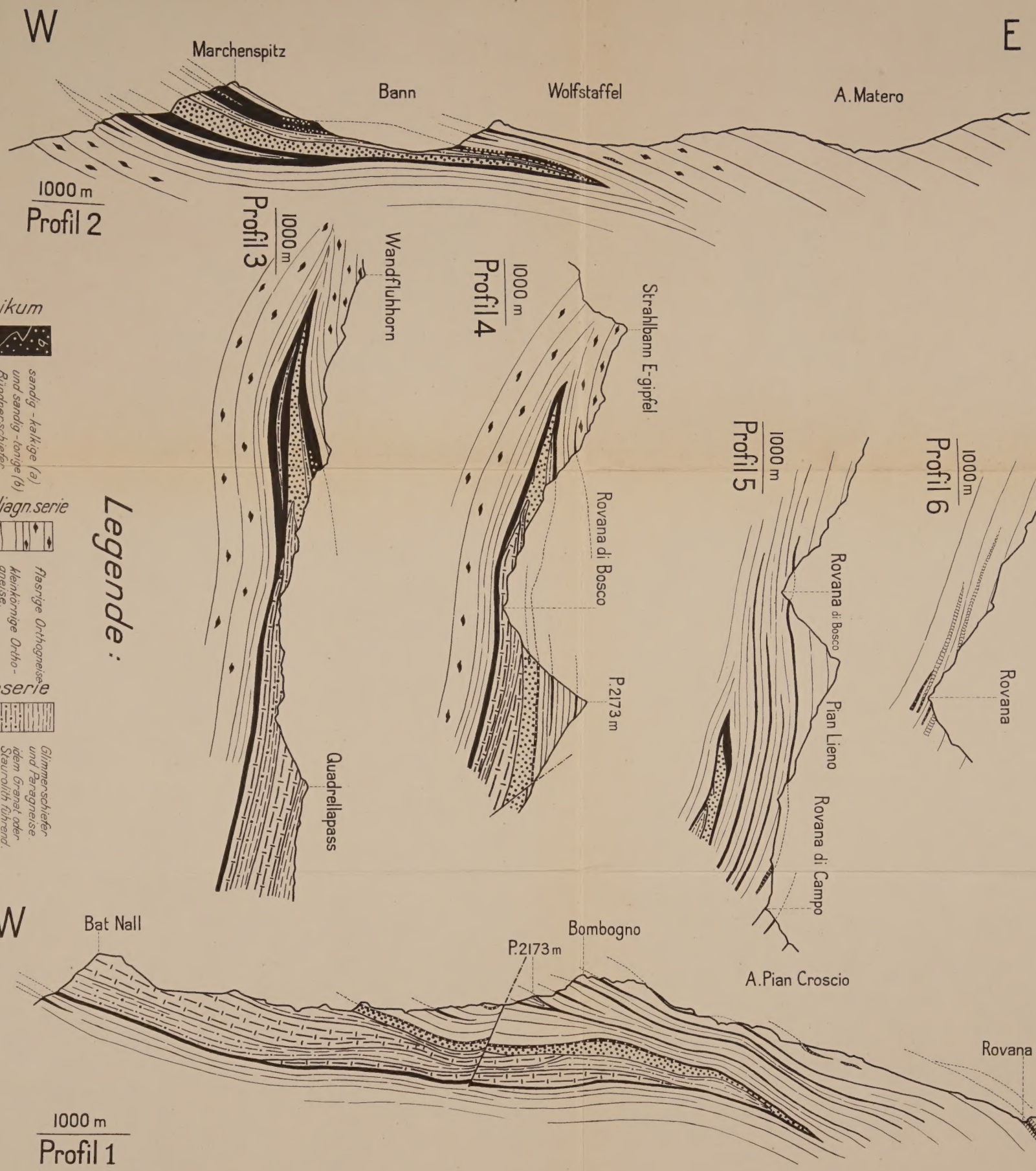
Einlagerung von metamorphen Hornblenditen und Peridotiten: Aktinolithschiefer, Chloritschiefer und Giltstein (Olivinschiefer, Talkserpentinschiefer, Tremolitasbestschiefer und -felse).

A Kalkofen v beobachtet ..... vermutet v Verwerfung.

Otto Grütter: Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco.

Geologische Profile durch das Gebiet von Bosco (Valle Maggia).

1:37500



Legende:

Mesozoikum

Trias.

sandig-kalkige (a) und sandig-tonige (b) Bündnerschiefer.

Orsaliagn. serie

Bombognogneise.

flasrige Orthogneise. kleinkörnige Orthogneise. Paragesteine.

Boscoserie

Hornblende führende Schiefer (Amphibolite).

Orthogneise.

Glimmerschiefer und Paragneise. idem Granat oder Staurolith führend.

Verhandlungen der Naturf. Gesellschaft in Basel, Band XL, 1. Teil. Tafel II.